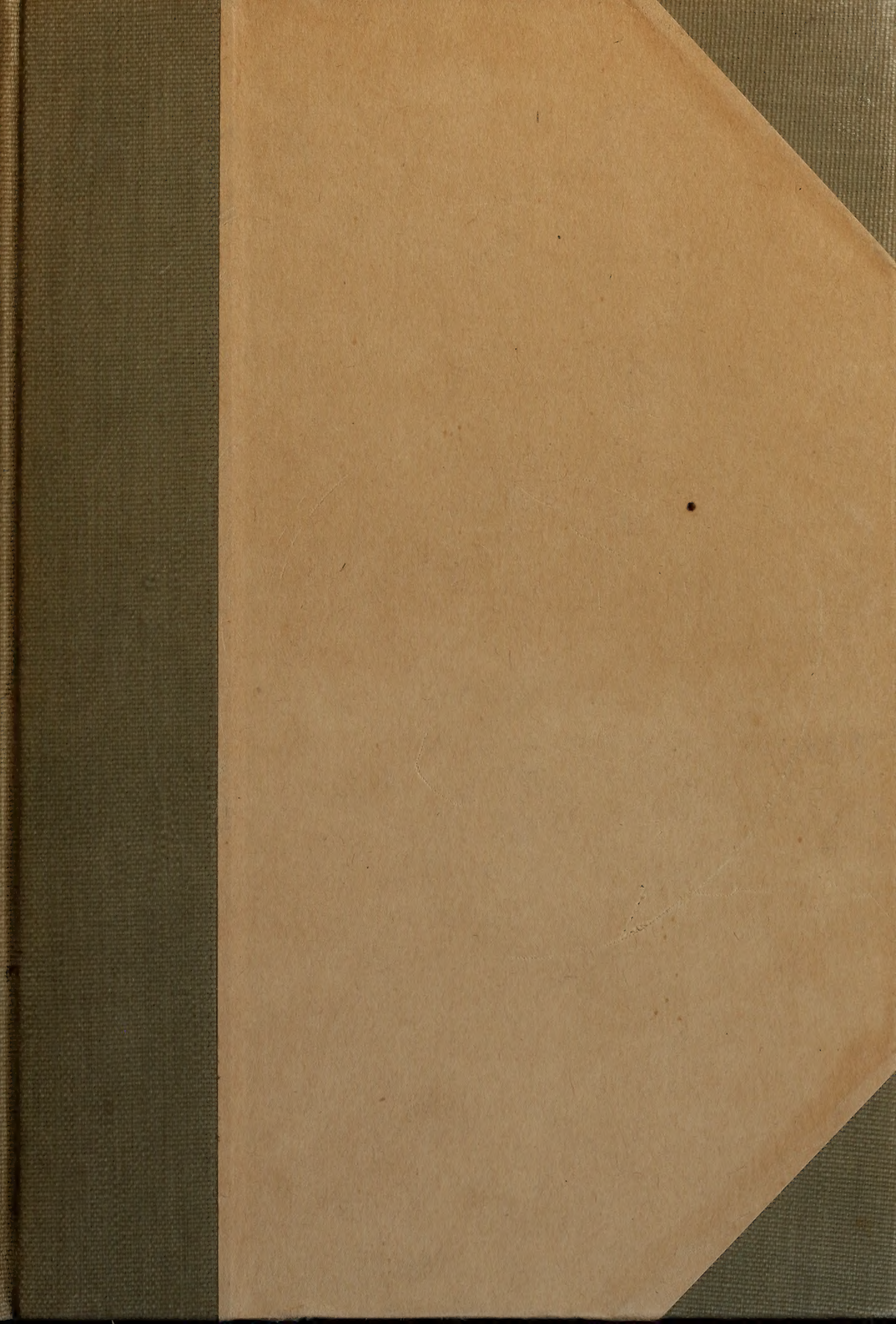
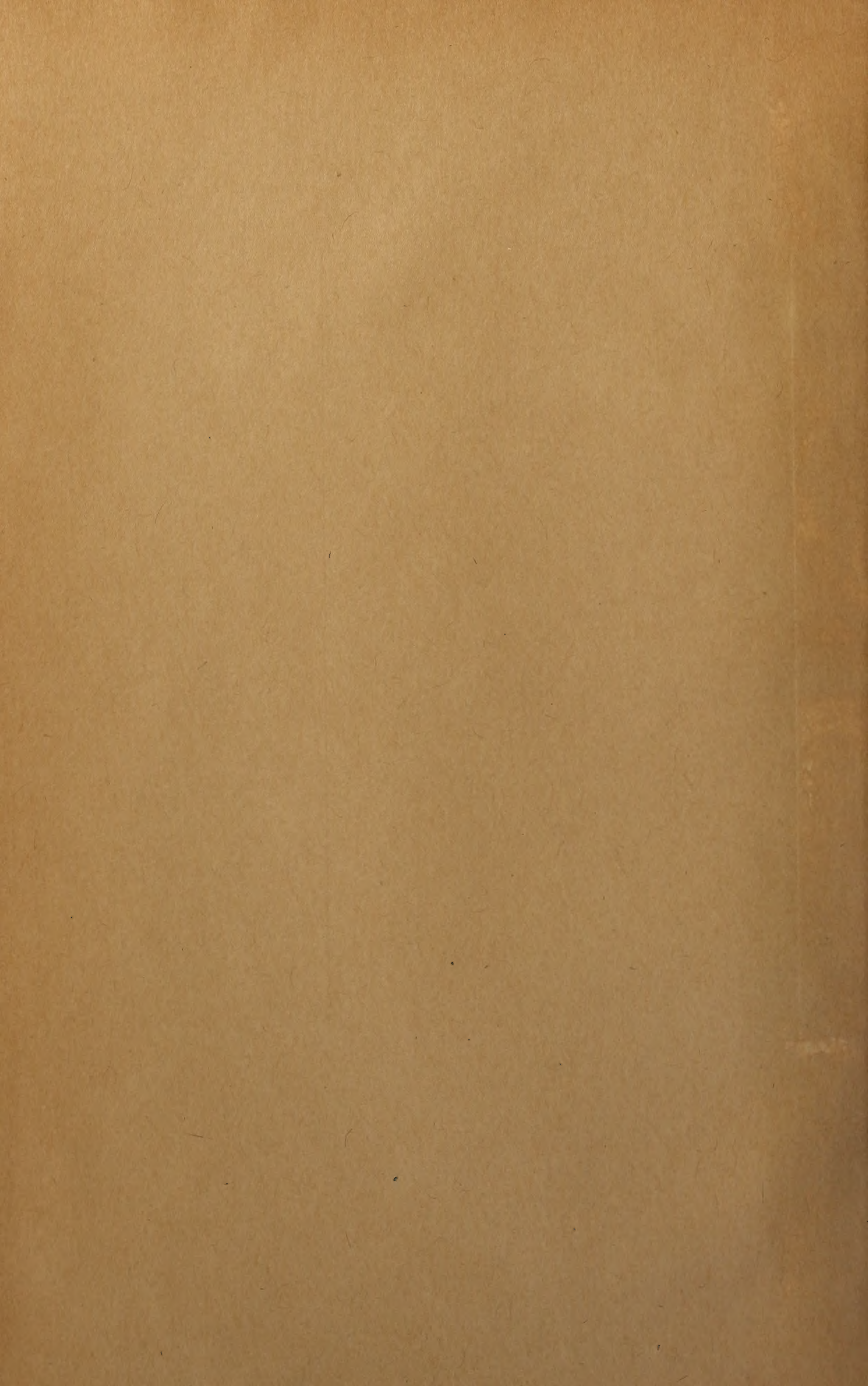








JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



XXIX. BAND, 1879.

MIT 21 TAFELN.

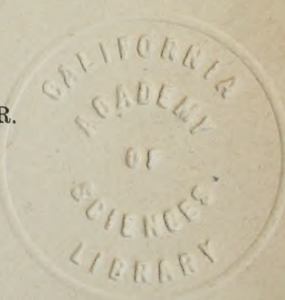


WIEN.

ALFRED HÖLDER

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER.

ROTHENTHURMSTRASSE 15.



Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.



Inhalt.

Verzeichniss der Tafeln.

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Hauer Franz, Ritter von, Phil. Dr., Comthur des k. sächs. Albrechts-Ordens III. Cl., Ritter des k. preuss. Kronen-Ordens II. Cl., k. k. Hofrath, M. K. A., I., Canovagasse Nr. 7.

Vice-Director:

Stur Dionys, k. k. Oberbergrath, III., Custozzagasse Nr. 9.

Chef-Geologen;

Stache Guido, Phil. Dr., Commandeur des tunesischen Niscian Iftkhar-Ordens, k. k. Oberbergrath, III., Hauptstrasse Nr. 65.

Mojsisovics von Mojsvár Edmund, Jur. U. Dr., Offizier des k. italienischen Kronen-Ordens, k. k. Oberbergrath, Privat-Docent für specielle Geologie an der k. k. Universität zu Wien, III., Reisnerstrasse Nr. 51.

Wolf Heinrich, Ehrenbürger von Teplitz, k. k. wirklicher Bergrath, III., Rochusgasse Nr. 13.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

Hauer Carl, Ritter von, Besitzer des goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, k. k. wirklicher Bergrath, I., Nibelungengasse Nr. 7.

Geologen:

Paul Carl Maria, k. k. Bergrath, III., Hauptstrasse Nr. 32.

Tietze Emil, Phil. Dr., III., Messenhausergasse Nr. 1.

Adjuncten:

Lenz Oscar, Phil. Dr., Ritter des k. portug. militär. Christus-Ordens und des k. sächsischen Albrechts-Ordens I. Cl., Besitzer der grossen goldenen Medaille für Wissenschaft und Kunst. Derzeit beurlaubt als Theilnehmer an der deutschen afrikanischen Expedition.

Vacek Michael, III., Löwengasse Nr. 40.

Assistent:

John Conrad von, III., Münzgasse Nr. 1.

Praktikanten:

Bittner Alexander, Phil. Dr., III., Löwengasse Nr. 2.
Teller Friedrich, III., Löwengasse Nr. 2.

Volontäre:

Foullon Heinrich, Baron, III., Rasumofskygasse Nr. 3.
Raffelt Rudolf, III., Rennweger Caserne.
Fleischhacker Robert, Phil. Dr., II., Franz-Josephstrasse Nr. 31.
Hussak Eugen, Phil. Dr., III., Rngargasse Nr. 7.
Szajnocha Ladislaus, III., Ungargasse Nr. 20.
Kramberger D. Dr., III., Stanislausgasse 1.

Zeichner:

Jahn Eduard, III., Ungargasse Nr. 17.

Für die Kanzlei:

Senoner Adolf, Ritter des kais. russ. Stanislaus- und des königl. griech. Erlöser-Ordens, Magist. Ch., III., Krieglergasse Nr. 14.
Sänger Johann, k. k. pens. Lieutenant, Bes. d. K. M., III., Hauptstrasse Nr. 2.

Diener:

Laborant: Böhm Sebastian,
Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf,
Zweiter „ Kalunder Franz,
Dritter „ Weraus Johann,
Heizer: Kohl Johann,
} III., Rasumofskygasse Nr. 23 u. 25.

Portier: Hempel Wilhelm, k. k. Militär-Invaliden-Oberjäger, III., Invalidenstrasse Nr. 1.

Correspondenten

der k. k. geologischen Reichsanstalt.

(Fortsetzung des Verzeichnisses im XXVIII. Bande des Jahrbuches.)

Bassani, Fr. Dr., Mailand.
Bäumler Ernst, k. preuss. Oberberg.-R., Wien.
Balling Carl, Oberbergverwalter, Dux.
Bayle, E., Paris.
Beiger, Anton, Markscheider, Poln. Ostrau.
Branco, W., München.
Bredt, Theodor, Tlumacz.
Bücking, H. Dr., Berlin.
Cech, C. O. Dr., Petersburg.
Dervillé, Paris.
Dunikowski, Emil, v. Dr., Lemberg.
Dusl, Martin, Beraun.
Dvorsky, Fr. Dr., Trebitsch.
Emperger, Fried. Edler v., Teplitz.
Franz, Jos., Neu-Paka, Böhmen.
Friedrich, Alex. Ph. Dr., Halle a. d. Saale.
Grand-Eury, Cyrille E., St. Etiénne.
Guttmann, Oscar, Wien.
Hallada, Alois, k. k. Hauptmann, Militärgeogr. Inst., Wien.
Jampelek, Jos., Neu-Paka, Böhmen.
Kaiser, P., Halle a. d. Saale.
King, Clarence, Washington.
Klönne, F. W., Dux.
Lamprecht, Robert, Ingenieur, Anina.
Lundgren, Bernhard, Lund.
Mahler, Julius, Wien.
Mlady, Christian, Brüx.
Novak, Ottomar, Dr., Prag.
Papik, Joh., Berg-Ingenieur.
Penk, Albrecht, Leipzig.
Polak, Otto, Bodenbach.
Refeen, William, Turn bei Teplitz.
Rénault, Bernard, Paris.
Roth, Samuel, Leutschau.
Sandig, Eduard, Siersza.
Saporta, Gaston Comte de, Paris.
Schlichtegroll, Ch. von, Wien.
Schweigert, Leonhard, Teplitz.
Seeley, G. Harry, London.
Stieber, Wenzel, Bergverweser, Poln. Ostrau.
Utiesenovic, Ognieslav v., k. Hofrath, Warasdin.
Winhofer, Franz, Teplitz.
Winkler, Clemens, Dr., Freiberg.
Zeiller, R., Paris.



Ausgegeben am 15. April 1879.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



JAHRGANG 1879. XXIX. BAND.

NRO. 1. JÄNNER, FEBRUAR, MÄRZ.

Mit Tafel I—XI.



WIEN, 1879.

ALFRED HÖLDER

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER.

Rothenthurmstrasse 15.

Preis pro Band (4 Hefte): 8 fl. — Einzelne Hefte 2 fl. 50 kr. Oe. W.

29. Band. 1879. JAHRBUCH I. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Ueber die erzführenden Tieferuptionen von Zinnwald-Altenberg und über den Zinnbergbau in diesem Gebiete.

Studie von **Ed. Reyer.**

Mit 5 Tafeln (I—V).

I. Vorwort.

Die bezeichneten Gebiete liefern an der Erdoberfläche sowohl, als in zahlreichen Bergwerken treffliche Aufschlüsse. Sie erweitern wesentlich unsere Erkenntnisse über den Bau und die Genesis der massigen Eruptivgebilde.

Meine Arbeit wurde wesentlich erleichtert durch das freundliche Entgegenkommen der Herren Bergwerks-Beamten und Besitzer in Zinnwald, Altenberg und Graupen. In grossmüthigster Weise wurden mir allerorts persönliche Erfahrungen mitgetheilt, Karten und Manuscripte zur Einsicht gegeben und die Erlaubniss ertheilt, von sämmtlichen Daten Gebrauch zu machen.

In Zinnwald wurde ich in dieser Weise durch Herrn Schichtmeister Grumbt und Herrn Obersteiger Höniger unterstützt. In Altenberg machte mich Herr Markscheider Städter mit den Verhältnissen vom Kahlenberge[1]), bekannt. Er stellte mir auch die petrographische Karte von Altenberg zur Verfügung, welche v. Weissenbach entworfen hat, ferner dessen ausgezeichneten Aufsatz über Zinnwald sammt zugehöriger Karte; Arbeiten, deren Bedeutung, wie wir sehen werden, für das Verständniss unseres Gebietes entscheidend sind. In Altenberg gestatteten mir Herr Stollenfactor Richter und die Herren Obersteiger Mende und Schröer Einsicht in die Karten. In Graupen endlich erfuhr ich durch die Herren Bergwerksbesitzer Schiller und Lewald beste Unterstützung. Sie theilten mir eine Reihe wichtiger geologischer und historischer Daten mit; die Angaben über den Verlauf der Felsit-Gänge in den Gruben und die Daten über den Ertrag von Clarisch-Zinnwald und Graupen verdanke ich ihnen.

Nachdem meine geologisch-bergmännische Aufnahme abgeschlossen war, fuhr ich noch nach Freiberg, um im Oberbergamte die Ausbeutebogen einzusehen.

[1]) Für den Zinnbergbau des Kahlenberges ist Herr Städter zugleich Betriebsbeamter.

Dort wurde ich von Herrn Professor Stelzner thatkräftig unterstützt. Ich verdanke ihm mehrfache Besprechung des Themas, neue Daten und Empfehlungen an die maassgebenden Persönlichkeiten.

Herr Oberbergrath Müller ermöglichte mir den Zutritt in das Archiv des Oberbergamtes; durch Herrn Stadtrath Müller wurde ich auf die Manuscripte des Freiberger Rathsarchives aufmerksam gemacht und mit grösster Liebenswürdigkeit gestattete mir Herr Bürgermeister Clauss den Gebrauch dieses reichen Materiales[1]).

Ich hoffe, dass die genannten Herren, welchen ich von Herzen für ihr freundliches Entgegenkommen danke, ihre Mühe nicht an einen Unwürdigen verschwendet haben und spreche den Wunsch aus, die so wichtigen Beziehungen zwischen Montanistik und Geologie mögen mit der Zeit immer lebendiger und fruchtbarer werden.

Ich weiss nicht, ob mein Versuch, einige historische Angaben über die besuchten Bergwerke zusammen zu stellen, Anklang finden wird; doch hat mich selbst der Stoff so angezogen, dass ich die Schranken einer streng geologischen Arbeit zu überschreiten beschloss und meiner Abhandlung die Abschnitte VII, VIII und IX anfügte.[2]) —

Mit grossem Fleisse habe ich das Material übersichtlich angeordnet und hoffe insbesondere durch die angefertigten Excerpte aus verschiedenen Autoren (s. die jedem Capitel vorangestellte Literatur-Skizze) dem Leser sowohl als auch jedem künftigen Bearbeiter dieses hochinteressanten Gebietes einen wesentlichen Dienst zu erweisen.

Mit nächstem wird wohl dies Gebiet von Seite der sächsischen Landesaufnahme unter Credner's ausgezeichneter und thatkräftiger Leitung in Arbeit genommen werden. Die Aufnahmen sollen dem trefflichen Programm gemäss nicht an der politischen Grenze stehen bleiben, wodurch das geologische Bild in schädigender Weise zerschnitten würde. Vielmehr sollen die angrenzenden österreichischen Gebiete einbezogen werden. Möge meine kleine Abhandlung diesen eingehenden Untersuchungen wenigstens auf österreichischer Seite einigen Vorschub leisten.

Geologischer Ueberblick.

Unser Aufnahmsgebiet umfasst, wie ein Blick auf die kleine Karte Taf. I. zeigt, zwei Regionen, deren Relief und Tektonik wesentlich verschieden sind, welche aber zur Zeit der zu besprechenden Tief-Eruptionen noch dieselben Veränderungen erfuhren, dieselbe Geschichte erlebten.

Damals breiteten gewaltige Eruptionen ihre Massen über den Meeresgrund aus. Heute sind diese Massen im Norden unseres Gebietes durch die erzgebirgische Stauung losgerissen und gehoben,

---

[1]) Die Schriften im Rathsarchive betreffen den tiefen Stollen von Altenberg und reichen bis in die Hälfte des 16. Jahrhunderts zurück, während die Ausbeutebogen des Oberbergamtes nur bis in die Mitte des vorigen Jahrhunderts zurückgreifen.

[2]) Da ich dieses Thema in Zukunft im Auge behalten will, bitte ich an dieser Stelle meine verehrten Leser um gelegentliche Mittheilung von Correctionen und neuen Daten.

während im Süden die entsprechenden Gebilde unten in der Ebene liegen geblieben sind. Zwischen dem erhobenen Erzgebirge und dessen tiefem Gegenflügel aber haben sich junge (zumeist tertiäre) Sedimente und Eruptivmassen abgelagert. Die letzteren sind nicht Gegenstand dieser Untersuchung und wurden desshalb auch in der Karte nicht dargestellt. Vielmehr habe ich die entsprechenden Theile dunkel gehalten, wodurch der Charakter dieses zertrümmerten Senkungsgebietes anschaulich wird. [1])

Wir betrachten zunächst den einfacheren südlichen Gegenflügel, welcher bei Teplitz als unbedeutende Stufe über die tertiäre Ebene hervorragt; dann aber begehen wir das Erzgebirge, welches schluchtendurchfurcht und verhältnissmässig steil aus der Ebene aufsteigt, gegen Sachsen hinüber aber sich ganz sanft verflacht. In diesem zweiten gebirgigen Antheil unseres Aufnahmsgebietes werden wir zwar verwickeltere, doch hochinteressante Thatsachen kennen lernen und deren Deutung wagen.

II. Die Porphyre und deren sedimentäre Begleiter.

Literatur-Inhalt:

Ferber: [2]) die Thonstein-Porphyre stehen in innigem Verbande mit den Porphyren, haben jedoch keinen eruptiven, sondern vielmehr sedimentären Charakter.

A. Reuss: [3]) Bei Nicklasberg liegt über dem Gneiss des Erzgebirges ein mächtiges Lager von Gneissbreccie mit Quarzbindemittel. Diese Gneissbreccie, welche offenbar jünger ist als der Gneiss, wird überlagert von der Porphyrdecke.

E. Reuss: [4]) Die Grenze zwischen Gneiss und Porphyr ist, auf dem Fahrweg zwischen Nicklasberg und Kalkofen entblösst. Daselbst trifft man tafeligspaltende Thonstein-Porphyre, welche flach über steil aufgerichtetem Gneiss liegen.

Ich füge Folgendes hinzu: Die ehedem als Thonstein-Porphyre bezeichneten Porphyrtuffe sind geschichtete Gesteine, welche abwechselnd aus den zerstäubten felsitischen, und aus den körnigen Bestandtheilen der Porphyre aufgebaut sind. Nördlich oberhalb Nicklasberg werden derartige derbplattige, grünlichfleckige Tuffe steinbruchmässig gewonnen. Die Schichten neigen sich 30° gegen O.

Von hier erstrecken sich die Tuffe längs der W.-Grenze der Porphyrmassen mit kurzer Unterbrechung nordwärts bis über die sächsische Grenze. Der petrographische Habitus wechselt beträchtlich; grünfleckige bis braunrothe, plattige bis schiefrige, grobgrusige bis felsitische Varietäten treten auf. Zwanzig Minuten ONO. von Neustadt tritt

[1]) Trefflich charakterisirt Professor Suess die tektonischen Züge dieser Region in seinen anregenden Vorlesungen, welche zuerst meine Aufmerksamkeit auf das Erzgebirge lenkten.

[2]) Ferber: Neue Beitr. z. mineral. Geogr. 1778 p. 42.

[3]) A. Reuss: Mineral. Bemerk. über Böhmen 1801 p. 52.

[4]) E. Reuss: Teplitz 1840 p. 37.

uns endlich, durch die Nicklasberger Poststrasse aufgeschlossen, noch ein Gneissgestein entgegen, welches mit den Eruptivmassen innig verbunden, mithin als Gneiss-Facies jener Eruptions-Epoche zu bezeichnen ist. Diese verschiedenen Sedimente fallen meist flach, 15—30°, selten steiler nach verschiedenen Richtungen und werden durch die Porphyrmassen überlagert. Es stellen sich diese Gebilde mithin an den bezeichneten Orten als älteste Glieder dar. Bei Settenz hingegen, wo der ganze Gebirgsflügel in die Tiefe gesunken ist und nur die obersten Porphyrströme über die tertiäre Ebene hervorragen, erscheint die Tuff-Facies des Porphyr in den obersten Horizonten.

Die erwähnten Gesteine liegen flach, also discordant, über den steil aufgerichteten alten Schiefern.

Dass dasselbe für die Quarzporphyr-Masse gelte, dass dieselbe mithin als Decke aufzufassen sei, folgert Jokely aus der Thatsache, dass ein Versuchschacht, welcher im Hüttenberger Porphyr (NW. von Obergraupen) abgeteuft wurde, auf den liegenden Gneiss stiess.

Dass die Porphyrmasse in der That als Decke, bezüglich als ein System von Strömen, aufgefasst werden muss, beweisen uns am klarsten die Verhältnisse der Porphyre, welche im S. von Teplitz auftreten. Wir sehen hier dieselben Gesteine, welche im Erzgebirge zu bedeutender Höhe aufgestaut sind, nur wenig über die tertiäre Ebene hervortreten. Die Stadt Teplitz steht, wie die obere Fig. in Taf. II zeigt, zum grossen Theil auf einer gegen S. sanft ansteigenden Porphyrmasse[1]). Gegen S. bricht dieses Porphyrplateau steil ab gegen eine Schlucht, deren jenseitige Gehänge wieder durch Porphyre gebildet werden (Stephans- und Königshöhe). Der Bruchrand dieser zwei Höhen verläuft in der Richtung ONO. (parallel dem Bruchrande des Erzgebirges), und auf eben dieser Linie liegen die Thermen von Teplitz, welchen diese Stadt ihren alten Ruf und einen Theil ihres heutigen Wohlstandes verdankt[2]).

Wir durchschreiten diese Schlucht (Badgasse) und steigen von der Pragerstrasse gegen die Stephanshöhe auf. Die petrographische Uebereinstimmung und die tektonische Beziehung der bisher genannten Porphyre lassen sie sogleich als ein zusammenhängendes Ganzes erkennen. Dieselbe Porphyrmasse, welche gegen S. bis zum Mont de Ligne ansteigt, fällt jenseits der Stephanshöhe gegen O. und SO., von der Königshöhe jedoch gegen SW. und W. Wenn wir von den durch Brüche veranlassten Schluchten absehen, haben wir es mit einem Porphyrbuckel zu thun, welcher flach (5—15°) allseitig unter die jungen eruptiven und sedimentären Massen einfällt.

Auf unserer Wanderung von der Stephanshöhe ostwärts über die Porphyrsteinbrüche gegen den Schlossberg stossen wir zunächst auf eine zweite viel kleinere Porphyrmasse (2 in Taf. II), welche als flache Decke auf dem Porphyrplateau der Stephanshöhe liegt. Im Gegensatz

---

[1]) Die protestantische Kirche und Mont de Ligne nehmen den höchsten Punkt ein.

[2]) Ich verweise auf die Karte im Teplitz-Schönauer-Wegweiser von Dr. Delhaes 1874. Der Bruch dürfte wohl durch die Depression zwischen der protestantischen Kirche und Mont de Ligne setzen.

zu dem bisher durchwanderten festen und in grobe Blöcke zerklüfteten quarzreichen Porphyr zeichnet sich die Masse durch zollgrosse Feldspathe und spärliche grosse Quarzkörner, durch reichliche Klüftung und starke Verwitterung aus. Stellenweise zerfällt sie zu grobem Grus. Mehrere Steinbrüche sind in diesem zur Strassenbeschotterung gut geeigneten Porphyr angelegt.

Im zunächstliegenden Steinbruche gewahrt man einen bis 2 Meter mächtigen Gang, welcher diese zweite Decke durchsetzt. Dieser Gang ist mit einem losen Conglomerate aus abgerundeten, stark zersetzten Porphyrbrocken [1]) und solchem Zerreibsel angefüllt. Er ist 50 Meter weit zu verfolgen, streicht gegen ONO. und dürfte also seine Entstehung und die Rundung seiner Füllbrocken denselben Dislocationen verdanken, wie die Thermalquellen.

Von den nächsten Schotterbrüchen, welche diese Decke durchqueren, ersteigen wir die kleine Anhöhe 4 in Taf. II. Bei 3 treffen wir eine kleine grusig-plattige Tufflage, darüber eine dünne Porphyrmasse, beide concordant den bisher beschriebenen Decken aufgelagert. Bei 4 stehen wir auf einer Masse grosser Blöcke eines frischen, zähen, dunkelbraunrothen Quarzporphyrs und sehen gegen O. noch an mehreren Orten derartige Blockmassen aus den Feldern ragen. Es frägt sich nun, ob diese vierte Porphyrmasse und die folgenden Blockhaufen auch Decken oder ob es nicht vielleicht Gänge sind. Weder Auflagerung noch Durchsetzen sind beobachtbar.

Wir müssen das in der vorigen Abhandlung mitgetheilte Mittel anwenden und Schlieren aufsuchen. Das Streichen und Fallen derselben wird uns über die tektonische Bedeutung der vorliegenden Porphyrmassen aufklären. Es gelang mir nun auch bald in der vierten Porphyrmasse den in Taf. II abgebildeten schlierigen Block aufzufinden. Er steht eng an die Nachbarblöcke angeschlossen, ist also nicht dislocirt. Die Schlieren sind felsitreicher als die übrige Masse des Blockes und stechen durch dunklere rothbraune Färbung gut ab; sie streichen N. 20—40 W. und fallen fast senkrecht (steil W.). Beobachtungen an anderen Blöcken gaben gutstimmende Resultate. Wir haben es hier also mit einer Masse zu thun, welche NNW. streicht und senkrecht aus der unterliegenden Porphyrdecke aufgestiegen ist, mithin als Gang bezeichnet werden muss. Nachdem dies festgestellt ist, findet man allerdings, dass die Blockmasse auf einer Strecke von 100 Meter Länge und 30 Breite vertheilt ist, dass also die Gangnatur allerdings auch aus der Massenvertheilung errathen werden könnte.

Bei den folgenden Blockhaufen konnte ich keine massgebenden Schlieren auffinden, doch darf man aus der länglichen Erstreckung der zwei zunächst anstossenden Massen (5 in Taf. II) auf deren Gangnatur schliessen, während die dritte und grösste Masse mehrseitig ausgebreitet, also wohl als Decke zu deuten ist. Dass diese oberste Decke (6 in Taf. II) aus dem Gange 4 entstamme, darf man aus der räumlichen Beziehung und petrographischen Uebereinstimmung beider Gebilde erschliessen.

---

[1]) Die Brocken gehören bald dem eben erwähnten quarzarmen Porphyr mit den grossen matten Orthoklasen an, bald sind es quarzreiche Varietäten der höheren Horizonte.

Ich verwendete nun mehrere Tage ausschliesslich zur Schlieren-Bestimmung und wies an zwei Stellen des westlichen Abhanges der Stephanshöhe, desgleichen auf der Strecke Teplitz-Settenz an 4 ziemlich weit auseinandergelegenen Punkten in den Steinbrüchen flachliegende Schlieren nach.

Diesen Beobachtungen gemäss ist das ganze Porphyrgebiet südlich von Teplitz als ein System von Porphyrströmen zu betrachten; etliche Gänge setzen durch die älteren Ströme; aus ihnen stammen die jüngeren Ergüsse.

Wir wenden uns nun zu dem erzgebirgischen Theil unserer Porphyrmasse. Wir haben hier ein Gebirgsland vor uns, welches verhältnissmässig rasch und steil (mit 15°) aus der Ebene zur relativen Höhe von 800 Meter aufsteigt, dann aber gegen Sachsen mit ganz geringem Gefälle sich verflacht. Während die österreichische Seite des Erzgebirges allerdings als von Schluchten durchfurchtes Steilgehänge bezeichnet werden kann, erscheint der sächsische Abfall des Erzgebirges mehr als flachwelliges Hochland.

In diesen Waldgehängen, bezüglich Waldhochlanden, sind nun leider die Aufschlüsse sehr spärlich. Bewaldeten Lehmboden mit Porphyrblöcken trifft man immer und immer wieder; auf anstehendes Gestein stösst man oft tagelang nicht. Nur in der Schlucht, welche von Eichwald nach Zinnwald führt, und in der Gegend zwischen Jüdendorf und Obergraupen kommen grössere anstehende Porphyrmassen vor; doch konnte ich in diesen keine entscheidenden Schlieren auffinden. Wir müssen uns mit folgenden Daten begnügen.

Bei der Sägemühle 20 Minuten NW. von Eichwald stehen Porphyrfelsen an. Mehrere Schieferstückchen wurden darin nachgewiesen, ausserdem eine, 0.1 Meter lange, flachverlaufende felsitische Schliere.

Im Seitenthal, 20 Minuten NO. von Eichwald, trifft man Porphyrbänke mit verwitterten grusig-schiefrigen Zwischenlagen bei flachem (30° N.) Fallen. Einige Schiefereinschlüsse sieht man auch hier im Porphyr. Nach weiteren 5 Minuten stehen beiderseits der Schlucht Porphyrfelsen an, welche auf der linken Thalseite eine Aufeinanderfolge mehrerer 20°—30° N. fallender Bänke zeigen. Die untersten Bänke zeichnen sich vor den höheren durch reichliche, grobe Quarzknoten aus. Folgt man der Schrunde, welche sich von dieser Felsmasse gegen O. zieht, so trifft man dünne Bänke von Porphyr mit reichlicher felsitischer Basis, welche mit grossporphyrischen feldspathreichen Lagen wechseln. Beide fallen 20—30° NNW.

Senkrechte Gangschlieren habe ich im erzgebirgischen Quarzporphyr-Gebiete nicht auffinden können [1]). Trotzdem und trotz der wenigen Aufschlüsse dürften wir aber wohl, gestützt auf die Analogie mit dem Porphyr-Gebiete von Teplitz annehmen, dass auch hier die Porphyrmasse zum grossen Theil als ein von etlichen Gängen durchsetzter Stromcomplex sich darstellen dürfte. Doch soll schon hier bemerkt werden, dass dieser Charakter der Porphyrergüsse in der Nähe der Haupt-Eruptionsstellen sich wesentlich ändert. [2])

---

[1]) Die Felsitgänge finden erst später ihre Besprechung.
[2]) Ich verweise auf den 3. Abschnitt dieser Abhandlung.

Jokely meint, aus dem Verlaufe der Porphyrmassen quer über das Erzgebirge sei zu schliessen, dass in eben dieser Richtung die Eruptionsspalte verlaufe, aus welcher der Porphyr zum Ergusse kam. [1])

Wir haben bisher erst eine NNW. streichende Eruptionsspalte nachgewiesen; im weiteren Verlaufe werden wir noch mehrere Thatsachen kennen lernen, welche die NNW. Erstreckung der Eruptionsspalten anzeigen und somit die Richtigkeit der Meinung Jokely's bestätigen. Zugleich werden wir aber wahrscheinlich machen [2]), dass die heutige Vertheilung der Porphyrmassen zum Theil Folge von Querverwerfungen ist, dass mithin Jokely's Prämisse zu dem von ihm gezogenen Schlusse nicht ganz berechtigte.

III. Die Eruptionsmassen von Zinnwald und vom Kahlenberge und deren Erzführung.

Literatur-Inhalt.

Beyer [3]): Bei Zinnwald folgt unter der Dammerde Grus, dann grünliches faules Gestein, dann ein dunkelglimmriges Gestein, welches Greis genannt wird und des Erzlagers Dach bildet. Darunter folgt ein Sandstein (6 bis 18 Zoll), stellenweise mit Zwitter vermengt; dann folgen lichte Glimmerlagen und Zwitter. Ferner folgt $^1/_8$ bis $^1/_2$ Klftr. Quarz und Sandstein, dann folgen wieder glimmerreiche Lagen und dunkler Greis, gleich dem Dachgesteine. Dieser Greis, welcher die Sohle des ersten Flötzes bildet, ist zugleich das Dach des nächsten Flötzes u. s. f. Jedes Flötz besteht aus Sandstein, Quarz und Glimmer. Im Bühnauischen (sächsischen) Antheile zählt man 8 Hauptflötze und viele untergeordnete, welche nur Gefährten der Hauptflötze sind. Das erste Flötz erlangt man in 10 Klftr., das achte in 28 Klftr. Tiefe. Die Flötze stehen insgemein 1 bis 4 Klafter von einander ab.

Diese Flötze liegen nun alle in der Mitte des Gebirges [4]) wagrecht; gegen die Seiten und Gehänge des Gebirges aber fallen sie ringsum steiler, so dass sie eine Wölbung darstellen, welche man allerdings beim ersten Befahren nicht wahrnehmen wird. (Pag. 63.)

Ein Flötz zertheilt sich oft in mehrere, wirft einen Bauch u. s. f. und je mehr Gefährten dabei sind, oder wenn ein griesiges Gestein vorfällt, erweist es sich um so mächtiger und edler. (Pag. 65.)

Die Lager sind oft von flachliegenden, auch einigen steilen Klüften und Gängen durchsetzt. Die stärkeren, stehenden Gänge („Stehnige" genannt) werfen das Flötz gemeiniglich um ein Beträchtliches in die Tiefe; die schmäleren Klüfte hingegen verwerfen die Flötze meist nur um die Mächtigkeit des Flötzes selbst.

Ferber: [5]) Böhmisch- und Sächsisch-Zinnwald weisen die gleichen Verhältnisse auf; hier wie dort ist der Granit durchzogen von hori-

[1]) Jokely, Jahrbuch der Reichsanstalt 1858. Pag. 554.
[2]) Im 4. Abschnitt.
[3]) Beyer: Otia metall. 1751 II. pag, 50.
[4]) Beyer gebraucht diesen Ausdruck offenbar statt des Begriffes „Stock."
[5]) Ferber: Mineral. Gesch. 1774 p. 132.

zontalen Gängen, welche man sehr unrecht Flötze nennt. Diese horizontalen Gänge werden von anderen, bald steil bald flach fallenden Gängen durchschnitten und verworfen. Die horizontalen Gänge bestehen aus Quarz und Zwitter und sind oft beiderseitig von goldfärbigem grossblättrigem Glimmer, als mit Salbändern von mehreren Zoll Mächtigkeit, eingefasst.

Ferber:[1]) Der Granit besteht aus Flötzen; bald herrschen in denselben Quarz und Feldspath, bald Quarz und Glimmer. Sehr häufig findet man letztere Mineralien mit weissem zu Thonerde aufgelöstem Feldspath gemischt.[2])

Die sogenannten Erzflötze sind schwebende Gänge; sie sind beiderseits von den Granitlagen durch ein Glimmersalband getrennt und führen Quarz mit Zinnstein und Fluss-Spath. Stehende Gänge und Klüfte durchsetzen diese Lager und wirken auf dieselben veredelnd.

Charpentier:[3]) Der Stock von Zinnwald besteht aus weissem Granit, welchem oft grossblättriger Glimmer beigemischt ist. Das Erz kommt in diesem Gestein in Lagern (sogenannten Flötzen) vor. Viele Flötze liegen untereinander. Sie bestehen aus Quarz, Speckstein, Flussspath und Zinngraupen; letztere bald in grossen Körnern, bald fein eingesprenkelt.

Zwischen diesen erzführenden Lagern und dem Granit liegt goldgelber oder brauner Glimmer (2—3 Zoll stark), welcher senkrecht gegen die Erzlager steht. Der Granit beiderseits im Hangenden und Liegenden ist eine Mischung von Quarz, Thon, Speckstein und Glimmer, so dass er ganz anders aussieht, als der gemeine frische Granit. Auch in diesem grusigen Granit (Greisen oder Griesstein) trifft man oft so viel Erz eingesprenkelt, dass er abgebaut und gepocht wird. (Pag. 166).

Der ganze Stock wird von vielen Klüften durchsetzt, welche die Flötze oft verwerfen. Die Schleppung deutet an, in welcher Richtung das Lager verworfen wurde. (Pag. 168.)

v. Weissenbach: Geognostische Beschreibung der Gegend von Altenberg und Zinnwald 1823.[4])

Der Granit und Greisen von Zinnwald hat eine flach-kuppenförmige Gestalt. Die längere Achse dieser elliptischen Masse misst eine halbe Stunde. Mantelförmig wird diese Granitkuppe umgeben von Quarzporphyr, mit welchem der Greisen durch Uebergänge verbunden ist. Auch Greisen und Granit wechseln vielfach miteinander ab.

Der Greisen besteht aus grobkörnigem Quarz und Glimmer. Zinnstein ist darin fein eingesprenkelt.

---

[1]) Ferber: Neue Beitr. z. Mineral-Gesch. 1778 p. 159.

[2]) Die Feldspath-Quarzgesteine werden hier Zechstein genannt; die thonigen Quarzglimmergesteine heissen Greisen.

[3]) Charpentier: Mineral. Geogr. v. Chursachsen 1778 p. 163.

[4]) Diese wichtige Arbeit ist nicht veröffentlicht, sondern befindet sich handschriftlich im Besitze mehrerer Bergwerksbeamten von Altenberg und Zinnwald. Eine Abschrift, welche Herr Obersteiger Schröer für mich anfertigen liess, habe ich der Bibliothek des Wiener Mineralien-Cabinetes geschenkt.

Der Granit ist kleinkörnig. In der Nähe der Zinngänge ist der Feldspath meist sehr zersetzt, so dass der Granit einem thonigen Sandstein ähnlich wird. Die Bergleute bezeichnen ihn auch deshalb mit diesem Namen.

Die einzelnen Nester und Massen von Greisen, welche von einigen Fuss bis wohl 50 Klafter Durchmesser vorkommen, werden ihres Zinngehaltes wegen abgebaut. Die Reichtroster Weitung, welche durch Abbau eines solchen Greisenbutzens entstand, ist 30 Klftr. lang, 20 Klftr. breit und ebenso tief. Die Granitmassen sind im Gegensatze zu den Greisenmassen nicht abbauwürdig.

Wo die Massen von Granit und Greisen zusammenstossen, beobachtet man eine rundliche bis eckige Begrenzung; nicht selten vollzieht sich der Uebergang von einem Gestein in das andere innerhalb eines Raumes von 1/2—1 Zoll. Manchmal gehen aber auch beide Gesteine ganz allmälig in einander über.

Ringsum verläuft der Granit-Greisenkegel ganz allmälig durch eine Reihe von Gestein-Uebergängen in den mantelförmig darum gelagerten Quarzporphyr, so dass die Grenze eigentlich nur ungefähr, oft nur auf mehrere Klafter ab oder zu, angegeben werden kann.

In dem Greisen scheiden sich oft Quarz und Glimmer mit Zinnbeimengung rein- und gross-krystallinisch aus; entweder in Nestern und Streifen, oder was gewöhnlicher ist, in weit ausgedehnten Lagern von 6 Zoll bis 1/2 Klafter Mächtigkeit. Die ganze Granit-Greisenmasse wird von solchen Lagern sehr regelmässig durchsetzt; es laufen nämlich alle die Lager unter sich und mit der äussern kuppenförmigen Gestalt der Granit-Greisenmasse parallel, so dass sie alle als glockenförmig übereinandergestellte Schalen erscheinen, welche in der Mitte des Flötzes flach liegen, von da aber gegen die Peripherie einschiessen.[1])

Die Lagerbildung setzt auch im Porphyr fort, welcher die Granitmasse mantelförmig umlagert. Doch wird die Erzführung im Porphyr nach und nach schwächer und verliert sich nach aussen ganz.

In der Mitte ist ein Gebiet durch Gruben aufgeschlossen, wo die Lager ganz flach liegen (König David-, Paul Bekehrung-, Johannes-, Bartolomäi-, Mathäuszeche u. a.).

Das oberste Flötz streicht in diesem Gebiete zu Tag aus.

Die Granit- und Greisen-Zwischenmittel haben eine Mächtigkeit von 3—8 Klafter. Insbesondere dick sind die tiefsten Lagen. In diesen tiefsten Regionen sind auch die Erzlager oft sehr mächtig, haben aber auch mehr Zwischenmittel.[2])

Weiter gegen die Peripherie liegen die Lager näher aneinander als im Centrum. So hat man im Neugeorgenfelder Tagschacht, welcher im Porphyr niedergeht, nach 11 Klaftern die erste Granit-Greisenpartie

---

[1]) Allerdings kann die Continuität dieser Lager nicht erwiesen werden, weil zusammenhängende Aufschlüsse fehlen; nichtsdestoweniger hat man an einigen durchsunkenen Stellen eine bestimmte Reihenfolge der Flötze mit Namen belegt, so in der Pitzner Zeche und in der anliegenden Grube Daniel.

[2]) In der Danielzeche soll das tiefste (das 10.) Flötz 16 Klafter unter dem vorletzten liegen.

ersunken und hat dann in diesem Gesteine auf jeder Klafter durchschnittlich ein Lager oder Lagertrumm angetroffen.

Oft liegen mehrere Lager ganz nahe beisammen; hie und da keilt sich die zwischen mehreren Lagern eingeschaltete Granit-Greisenmasse örtlich aus und die Lager fliessen dann in eins zusammen.

Die Lager sinken auf die Mächtigkeit selbst von wenigen Zollen und steigen bis über $^1/_2$ Klafter. Sie sind mit dem Nebengestein verwachsen und verschmolzen; selten trifft man eine Kluft dazwischen. Die Salbänder entsprechen einander, indem gegen die Mitte dieselbe Reihenfolge von Mineralien kommt, bis sich in der Mitte die entgegenstehenden Krystallspitzen treffen und den Raum krystallinisch ausfüllen oder Drusen bilden. Quarz und Glimmer wechseln oft lagerweise. In der Mitte der Lager gehen Quarz oder Glimmer gemeiniglich in grossen Krystallen aus.[1])

Manès[2]) gibt ein gutes Bild von Zinnwald, betont die Concordanz der gewölbten Granit-, Greisen- und Quarzlager und glaubt, dass man die letzteren gewiss nicht als flach verlaufende Gänge auffassen dürfe (pag. 466).

E. Reuss: Teplitz 1840, pag. 15 der Einleitung: Als jüngerer Granit ist der zinnführende Greisengranit von Zinnwald zu bezeichnen, indem er im Porphyr liegt und Uebergänge in denselben zeigt. —

Wir wollen nun eine Einfahrt in das Zinnwälder Bergwerk skizziren, einen Ueberblick über die gesammelten Thatsachen geben und schliesslich die tektonische Deutung der Zinnwälder Granitmasse versuchen.

Programm: Einfahrt durch den Michaeli-Schacht und dann Ausflug im Horizonte des tiefen Bühnau-Stollens bis zur Reichtroster Weitung.

Auf der Einfahrt durch den benannten Schacht fallen uns einige lichte, etwa 0·2 Meter mächtige Streifen auf. Wir finden, dass es Quarzlagen sind, welche da und dort von gleichlaufenden Glimmerbändern durchzogen sind. Derartige kleine Quarzlager sind nicht abbauwürdig und werden vom Bergmann nur als Gefährten oder Trümmer der grösseren Quarzlager betrachtet. Die grossen Quarzlager aber, welche man als Flötze bezeichnet, werden wegen des eingestreuten oder lagen- und drusenweis auskrystallisirten Zinnerzes abgebaut. Auch wird der Quarz des Lagers selbst gefördert und in Handel gebracht.

Nachdem wir das Fallen des eben erwähnten kleinen Quarzlagers mit 15—20 Grad NNW. bestimmt, setzen wir unsere Wanderung fort. Wir kommen auf die Sohle des tiefen Bühnau-Stollens, wandern durch diese südwärts und besuchen auf diesem Wege die Baue, welche beiderseits sich abzweigen.

Im Michaelis-Bau trifft man mehrere Flötze mit flachem NNO. Fallen. Wir kehren zurück in die Hauptstrecke und wandern gegen

---

[1]) Ueber die Verwerfungsklüfte theilt Weissenbach die bereits bekannten Erfahrungen mit und fügt hinzu, dass dieselben niemals abgebaut werden, wohl aber mitunter auf die Erzlager veredelnd einwirken sollen.

[2]) Manès: Ann. des Mines 1824, p. 463.

den Schnöpfer Schacht. Nach 40 Schritt ein ONO. fallendes Flötz. Nahe dem Schnöpfer Schacht ein ebensolches, 25—30 Grad NNO. fallendes Flötz. 20 Schritt vor dem Kepner Querschlag ein fast söhliges (sehr flach gegen N. fallendes) Flötz. Im Anfang des Kepner Querschlages ein kleines Lager mit 15 Grad O. Fallen. Im Kepner Bau trifft man zunächst ein Flötz, welches auf kurze Strecke die Fallrichtung stark wechselt (NO. bis O.). Derartige örtliche Unregelmässigkeiten sind nicht selten. Man darf sich eben nicht vorstellen, als seien diese Lager ganz gleichmässig schalig gebogene, der Granitmasse concordant eingelagerte Blätter. Sie erleiden vielmehr örtlich wellige Aus- und Einbiegungen und ihre Mächtigkeit unterliegt noch grösseren Schwankungen. So erscheint das dritte Flötz in den Kepner Bauen, zu welchem wir uns nun wenden, bald als ein 1—2 Meter dickes, von Glimmer durchzogenes Quarzlager, bald zertheilt sich diese Quarzmasse und es erscheinen Granit- und Greisenpartien concordant zwischengelagert.

Der Abbau folgt diesen erzführenden Quarzflötzen, und so entstehen Weitungen von meist geringer Höhe, aber ansehnlicher seitlicher Ausdehnung. Je nachdem das Flötz mächtig oder dünn war, haben die Abbauräume die Gestalt von niederen breiten Gallerien, oder aber sie erweitern sich zu ansehnlichem, untereinander zusammenhängendem Kammerwerk. Da muss man eine Strecke gebückt gehen, wohl auch kriechen, dann hebt sich die Decke wieder und man kann aufrecht fortschreiten.

Decke und Fussboden dieser weiten Abbaue sind dunkelgrau, denn sie sind Granit und Greisen. Die Wände aber sind weiss und gebändert, denn sie bestehen eben aus den noch nicht abgebauten Quarzlagern.

Wollen wir ein Bild dieser Abbaue im Kleinen erhalten, so brauchen wir nur einen Kuchen abwechselnd aus dicken Teig- und dünnen Zuckerlagen aufzuschichten und den Ameisen zur Bearbeitung zu übergeben. Bald werden wir die Zuckerlage durchwühlt finden von zahlreichen Gängen und flachen Weitungen und die Ameisen werden dort ebenso (wie wir im Bergwerk) zwischen weissen Wänden wandern, über und unter sich aber die dunkeln Massen als Decke und Boden stehen lassen.

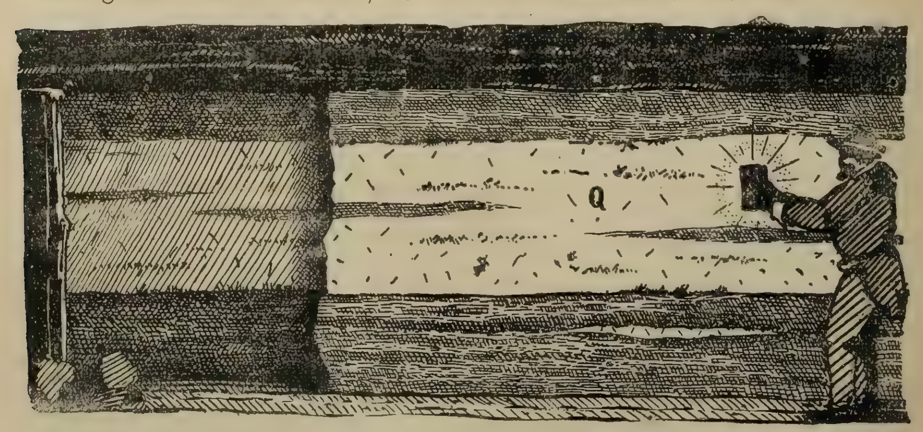
Doch nicht ganz so einfach sind die Verhältnisse in unserem Gebiete. Wir wissen aus der angeführten Literatur, dass auch die Greisenpartien zinnführend und zum Theil abbauwürdig sind. Da nun ausser den Quarzlagern auch die benachbarten reicheren Greisenpartien bergmännisch gewonnen werden, erhalten die Weitungen allerdings mehrfach eine unregelmässige Form.

Nach dieser Abschweifung setzen wir unseren Weg zur Reichtroster Weitung fort. Hier stehen wir in einem gewaltigen, durch Abbau entstandenen Hohlraum, dessen Gestalt ganz auffallend von den bisher verfolgten Weitungen abweicht. Während wir bis an diese Stelle nur Abbauräume beobachtet haben, welche eine bedeutende seitliche Ausdehnung, aber geringe Höhe aufweisen, stehen wir hier in einem gewaltigen, hoch aufstrebenden Domgewölbe. v. Weissenbach giebt dessen Länge mit 30, die Breite und Höhe mit je 20 Klaftern

an. Nach Angaben des Herrn Schichtmeisters Grumbt lässt sich die Weitung aber von dem Horizonte des tiefen Hilfe Gottes-Stollens bis gegen Tag, mithin 63 Klafter hoch verfolgen, und soll noch 20 Klafter unter den besagten Horizont reichen.

Wir haben gesehen, dass die Greisen- und Granitmassen lagerförmig auftreten. Durch Abbau eines Greisenlagers kann also immer nur eine Weitung entstehen, deren horizontale Dimensionen vorwalten. Die Reichtroster Weitung zeichnet sich aber im Gegensatze durch ihre gewaltigen Höhen- bezüglich Tiefen-Dimensionen aus. Ich dachte anfänglich, dass dieselbe durch Einsturz mehrerer nahe übereinanderliegenden lagerförmigen Weitungen entstanden sei. Doch wurde ich eines Besseren belehrt durch die von Herrn Grumbt und Herrn Obersteiger Höniger mir mitgetheilten Thatsachen. Es setzt hier in der That eine einheitliche stockförmige Greisenmasse auf, bis zu welcher die erzführenden Quarzlager herantreten, ohne in dem Greisenstock fortzusetzen. Nur grosse „Quarzbutzen" und Drusen treten da und dort in den noch erhaltenen Resten dieser gewaltigen Greisenmasse auf. Man hat es hier also offenbar mit einem Stocke zu thun, welcher an den übrigen lagerförmig angeordneten Eruptions-Massen absetzt, dieselben also durchsetzt, folglich jünger ist. Denselben Charakter scheint die Greisenpartie zu haben, durch deren theilweisen Abbau die Schwarzwänder-Weitung im böhmischen Antheil von Zinnwald entstand. Die Beziehungen dieser Gebilde zu den übrigen Greisen- und Granit-Massen werden wir besprechen, nachdem wir andere einschlägige Erfahrungen gesammelt.[1])

Wir treten unsere Rückwanderung von der Reichtroster Weitung an und wollen auf diesem Wege noch einige Thatsachen sammeln. Beim Neuschacht beobachten wir ein 10 Klafter WNW. fallendes Quarzlager. Beim Obervereinigtfeld-Schacht flaches (bis 10 Grad) ONO. Fallen; beim Niedervereinigtfeld-Abteufen N. 20. O. Fallen. Das Hauptflötz von Niedervereinigtfeld ist stellenweise bis zu 1 Meter mächtig und fällt sehr flach. An verschiedenen Stellen wurde ein Fallen abgelesen von 10 Grad N., 10—15 Grad NNO. und 5—10 Grad NNW.



[1]) Ich verweise auf den V. Abschnitt.

Wir verweilen bei einem typischen Aufschlusse, dessen beistehende Abbildung besser als viele Worte den Charakter und die Beziehung dieser Lager zu dem Granit darlegt. Wir sehen da grosse lagerförmig über einander auftretende Massen von Granit (bez. Greisen) und Quarz, zugleich aber auch untergeordnete kleine Lager beiderlei Art. Beide Gesteine treten wechsellagernd mit verschiedener Mächtigkeit auf. Die Lagen des einen wie des anderen Gesteines keilen nicht selten aus. Die Folge davon ist, dass die Granitlager sowohl, als auch die Quarzlager bald in mehreren Gliedern auftreten, bald durch Auskeilen des Zwischengliedes zu einem Körper sich vereinigen, bald endlich — was sich von selbst ergibt — sich wieder zertheilen dadurch, dass sich eine Zwischenlage des andern Gesteines einschiebt. Die Granit- und Quarzlager stehen also zu einander im Verhältniss der auskeilenden Wechsellagerung. Endlich sei betont, dass das Auskeilen sich immer nur ganz allmälig einstellt, dass die Lager also weit ausgebreitete, dünnauskeilende, blattförmige Massen sind. Derartige flachlagerförmige Verbreitung der durch Uebergänge verbundenen Granit- und Greisenmassen [1]) zwingt uns zu der Annahme, dass diese Eruptionsmassen als Strom sich ergossen und ausgebreitet haben. Kommt eine derartige schlierige Granitmasse (welche an einigen Stellen feldspathfrei ist) zum Ergusse und mithin zur horizontalen Ausbreitung, so muss, wie wir in der vorigen Abhandlung [2]) zeigten, eine flache Lagerung der Schlieren resultiren in der Weise, wie wir sie in unserem Gebiete beobachten.

Nach diesem rohen Ergebnisse gehen wir zur Betrachtung des Verhältnisses zwischen Granit und Porphyr über (s. Taf. III). Wie ein Mantel liegt der Porphyr rings um die flachkuppige Granitmasse oder besser wie eine Kruste überkleidet der Porphyr den Granit, denn beide Gesteine sind, wie Weissenbach zuerst gezeigt hat, durch Uebergänge mit einander verbunden. Die Erzlager setzen ungestört und in concordanten Lagen durch den Granit, wie durch den Porphyr. Die Zinnerze findet man im Greisen so gut wie im Porphyr mehr minder reichlich eingesprenkelt.

Wir haben es also mit einer einheitlichen Eruptionsmasse zu thun, welche in der Gegend von Zinnwald sich ausgebreitet hat, in den tieferen und inneren Theilen granitische, in den höheren und äusseren Theilen aber porphyrische Textur besitzt.

Diese merkwürdigen Beziehungen des Granites zu dem überliegenden Porphyr wiederholen sich im Gebiete Kahlenberg-Schellerhau. Weissenbach hat auch dort Gesteins-Uebergänge nachgewiesen.[3])

---

[1]) Die Quarzlager schliessen wir vorläufig von der Betrachtung aus.

[2]) Jahrbuch d. Reichs-Anstalt 1878.

[3]) v. Weissenbach. Manuscript § 6 und 7: Am Nordfusse des Kahlenberges trifft man Felsit-Greisen an der Grenze zwischen dem Granit und Granitporphyr einerseits und dem Porphyr anderseits. § 10: Auch in der Grube daselbst wechseln die Gesteine mehrmals nesterweis miteinander. Die Grenze dieser Partien ist bald ziemlich scharf, bald verfliesst sie. — Bei Fribelberg SW. von Schellerhau geht der Granit auch in Greisenfelsit über und letzterer bildet auch einige schmale Trümmer im Granit.

Herrn Markscheider Städter verdanken wir die Einzeichnung der (allerdings schlierigen und verschwimmenden) Grenzen zwischen Granit und Porphyr in der amtlichen Grubenkarte.[1])

Aus dieser Karte ersehen wir nun, dass die Gesteinscheide zwischen Granit und Porphyr 20—30°, in einem Falle allerdings viel steiler (mit 77°), gegen SO. fällt, dass also die grosse Granitmasse von Schellerhau ziemlich flach unter die Porphyrmassen einschiesst.

Immer sieht man an der Gesteinscheide den Granit durch Wechsellagerung und Uebergänge mit dem Porphyr verbunden. Man kommt zuerst an einzelne Butzen und Schlieren von Porphyr im Granit, weiterhin gelangt der Porphyr zur Herrschaft. Doch treffen wir jetzt umgekehrt in ihm da und dort kleine oder grössere Massen von Granit bez. Greisen eingelagert. Kurz beide Gesteine sind durch schlierige Wechsellagerung mit einander verbunden.

Bisher wurden die Greisenpartien, welche im Granit vielfach vorkommen, abgebaut. Sie sind, wie die übereinstimmenden Vorkommnisse in Zinnwald, zum Theil in abbauwürdiger Weise durchsprenkelt mit Zinnerz. Herr Markscheider Städter setzt nun den Bau aber auch im Porphyr fort, weil sich gezeigt hat, dass die Erzführung in diesem Gesteine anhält. Auch der Porphyr enthält also in gleicher Weise wie der Granit in einzelnen Schlieren so viel Erz eingesprenkelt, dass die Massen zum Theil (freilich nur bei hohen Zinnpreisen) abbauwürdig werden.

Die Aufschlüsse am Tag sind, im Verhältniss zu denen in den Gruben, unbedeutsam. Anstehendes Gestein trifft man auf der Grenze des Granites von Kahlenberg-Schellerhau [2]) gegen das anliegende Porphyrgebiet nicht, und nur die Blöcke, in welchen die Textur einen schwankenden Charakter aufweist, zeigen uns an, dass längs der ganzen Grenze zwischen Granit und Porphyr auch hier ebenso wie im Zinnwalder-Gebiete Uebergänge herrschen.

Wir haben es also hier nicht mit getrennten, sondern nur mit verschiedenen Eruptionsmassen zu thun, mit Massen, welche sich petrographisch zwar unterscheiden, doch aber durch Uebergänge zu einer geologischen Einheit verbunden sind.

v. Weissenbach spricht sich in §. 3 seiner angeführten Abhandlung über die Verhältnisse der verschiedenen Gesteine von Zinnwald, Kahlenberg und Schellerhau ganz allgemein aus:

„Es gehört also der grossen Porphyrbildung auch der Granitporphyr und Granit von Schellerhau und der Greisen und Granit von Zinnwald und Kahlenberg an. Das ist eine geognostische Wahrheit, welche im ersten Augenblick auffallend klingen mag, die sich aber mit

---

[1]) Der Werth derartiger Einzeichnungen kann nicht genug betont werden. Nur auf diesem Wege kann man im Laufe der Zeit zur gründlichen Einsicht in den geologischen Bau eines Grubengebietes gelangen. An vielen Orten wird leider diese Arbeit, welche für den Bergbau doch von so grossem Nutzen wäre, verabsäumt.

[2]) Die Zinnbergewerke von Schellerhau sind seit den fünfziger Jahren erlegen. Es ist unbekannt, ob das Zinnerz daselbst im Greisen vorkomme, oder ob es in Gängen abgebaut wurde.

Evidenz aus dem vollständigen und allmäligen Gesteinsübergange und aus den gegenseitigen Lagerungsverhältnissen rechtfertigt."

„Alle diese Gesteinsarten liegen theils in grösseren weitverbreiteten Partien ohne bestimmter Begrenzung neben- und ineinander, theils kommen auch kleinere Partien des einen Gesteins im andern eingeschlossen vor und es gehen die verschiedenen Gesteine ineinander allmälig durch eine Reihe von Zwischenabänderungen über."[1])

Diese merkwürdige Thatsache verlangt und erhält ihre Erklärung durch die Theorie. Ich kann an dieser Stelle nicht wiederholen, was ich über Tief-Eruptionen in anderen Abhandlungen[2]) ausgeführt, wenn auch nicht vollgiltig bewiesen habe. Nur die Resultate wiederhole ich hier:

Bei Tief-Eruptionen kommen grosse continuirliche Massen zum Ergusse. Dieselben nehmen entsprechend dem grösseren oder geringeren Drucke (durch welchen die Liquida zurückgehalten werden) vollkrystallinische, bezüglich porphyrische Textur an. In tiefer See erstarren die Eruptionsmassen vollkrystallinisch, in mässiger Tiefe porphyrisch. Die Verhältnisse werden complicirter in jener kritischen Tiefe, in welcher der Druck kaum genügt, um rein vollkrystallinische Textur herbeizuführen, wo aber der Druck doch zu gross ist, um ein typisch porphyrisches Erstarren der Eruptionsmasse zu gestatten.

Dringt das Magma über dieses kritische Niveau empor, so wird es in seinen oberen und äusseren Theilen allerdings porphyrisch erstarren. Die unteren und inneren Theile aber, welche unter einem noch immer grossen Wasserdruck und überdies unter dem Drucke der überlastenden porphyrisch erstarrenden Eruptionsmassen stehen, müssen granitische Textur annehmen.

Dies ist unser Fall. Die quarzreichen Eruptionsmassen von Zinnwald sind in mässig tiefem Meere bis über das kritische Niveau aufgestiegen und dem zu Folge in ihren oberen und äusseren Theilen porphyrisch, in ihren inneren und tieferen Theilen aber, welche unter viel grösserem Drucke standen, granitisch erstarrt. So erklären sich die texturellen und tektonischen Verhältnisse, so erklärt sich der Gesteins-Uebergang und die durch Greisen wie durch Porphyr — allerdings in ungleicher Menge — vertheilte Erzführung.

Noch erübrigt die Besprechung und Erklärung einer Eigenthümlichkeit im Aufbau der Zinnwälder Eruptionsmassen. Wir erinnern an die oben mitgetheilten Ablesungen des Fallens der Quarz-, bez. Granitlager während unserer Gruben-Excursion. Sie zeigen uns, dass die Lager, bez. Schlieren in der Mitte der Granitmasse horizontal liegen, von da aber ringsum flach abfallen. Die lagerförmigen Massen werfen mithin einen flachen Buckel, wie Beyer zuerst gezeigt hat. Wir verweisen zum ferneren Verständniss auf die Grubenkarte von Zinnwald, in welcher durch Weissenbach eingezeichnet sind:

1. Die Grenzen der Granitmasse an der Erdoberfläche.
2. Dieselben Grenzen im Horizonte des tiefen Bühnau-Stollens.
3. Die Fallrichtung mehrerer Flötze in der eben erwähnten Sohle.

[1]) Trotz dieser Nachweise haben doch viele neuere Autoren die Porphyr von Zinnwald für die jüngere Decke älterer Granitmassen erklärt.

[2]) Reyer: Physik der Eruptionen 1877 u. Jahrbuch d. Reichsanstalt 1878.

Herr Markscheider Städter, welcher diese Karte besitzt, gestattete mir die Copirung derselben. Ich habe einige Beobachtungen über das Fallen der Lager nachgetragen und lege nun ein verkleinertes Bild dieser Karte in Taf. III vor. Man ersieht aus dieser Figur und aus dem Profil, welches ich beifüge, die Gestalt der von den Quarzlagern durchzogenen Granit- und Greisenmasse. Vergleichen wir diese Gestalt mit dem idealen Profil eines schlierigen Massenergusses, so finden wir eine schlagende Analogie. An der Stelle, an welcher die zähen Eruptionsmassen empordringen, stauen sie sich zu einem Buckel auf, während sie ringsum sich flach verbreiten. Also gerade in Zinnwald müssen wir die Eruptionsstelle suchen; unter Zinnwald muss die Hauptspalte verlaufen, aus welcher das quarzreiche Magma emporstieg.

Und noch eine wichtige Thatsache bezüglich der Genesis dieser Massen können wir aus der Gestaltung der Granitkuppe von Zinnwald erschliessen, nachdem wir folgende kurze Betrachtung angestellt:

Die Bewegung der aufsteigenden Eruptionsmasse wird durch die Reibung derselben an den Wänden des Eruptionsganges wesentlich beeinflusst. Wo die Wandungen sich einander nähern, kann das Magma nur langsam vorwärts dringen; in den weiten Theilen des Eruptionsganges aber wird es rascher aufsteigen. In den Verengungen der Spalte wird bald Erstarrung eintreten, während die Gesteinsmassen durch die Weitungen ununterbrochen aufsteigen und ausfliessen. Längliche, ovale Förderungswege werden offen gehalten; aus ihnen steigen ebenso gestaltete Breimassen empor, um sich, an der Erdoberfläche angelangt, deckenförmig auszubreiten. Ein Bild ihrer Gestalt wird uns auch noch in den obersten Theilen der Ergussmassen entgegentreten. Die kuppenförmige Auftreibung in der Mitte der Ergussmassen wird gleichfalls oval gestaltet sein, und zwar muss die grössere Achse dieses Kuppenovales coincidiren mit der grösseren Achse des Gangovales.

Diese Ableitung, auf die Verhältnisse von Zinnwald angewendet, berechtigt uns zu dem Schlusse, dass der Haupt-Eruptionsgang, aus welchem die Granit- und Porphyrmassen unseres Gebietes stammen, in der Richtung NNW. unterhalb Zinnwald verlaufe. Diese Richtung wird uns angezeigt durch die Lage der grösseren Achse der Granitkuppe von Zinnwald.

Wir blicken nun zurück auf die erste Bestimmung des Streichens eines Porphyrganges bei Teplitz und auf unsere dortige Ausführung bezüglich des Aufbaues der horizontal ausgebreiteten Porphyrmassen daselbst.

Dort tritt uns ein System von Porphyrströmen entgegen; in Zinnwald hingegen liegen gewaltige Eruptionsmassen vor unseren Augen, welche als eine grosse zusammenhängende Gussmasse erscheinen.

Um das Eruptions-Centrum sammeln und lagern sich also die Magmamassen einheitlich und verschmolzen ab; entfernt vom Centrum hingegen lösen sie sich in einzelne Decken und Ströme auf. Das erklärt sich aus den abweichenden Verhältnissen, unter welchen die Eruptionen erfolgten. Entfernt vom Centrum eröffnen nur unbedeutende Nebengänge von Zeit zu Zeit eine ephemere Eruptionsthätigkeit. Dort werden

nur kleine Ströme gefördet. Sie lagern sich übereinander schichtenweise ab. Im Centrum aber folgen sich Schub auf Schub die Ergüsse und stauen sich und breiten sich aus und erstarren ebenso wie sie gefördert wurden, als eine einzige riesige Ergussdecke, welche allerdings aus petrographisch verschiedenen, unter einander aber verwachsenen und verschmolzenen Glieder bestehen mag.

Zum Schlusse einige Worte über die Genesis der erzführenden Quarzlager. Sie sind verwachsen mit dem Nebengestein, ihre Glieder zeigen häufig einen correspondirenden Aufbau, indem von beiden Gesteinswänden aus dieselbe Reihenfolge von Mineralien übereinander folgt. Glimmerbänder erscheinen hier als Salbänder, dort folgen sie erst über dem Quarz, an anderen Stellen endlich stossen sie in der Mitte der Lager zusammen. Wo sie als Salbänder auftreten, beobachtet man ein senkrechtes Herauswachsen der Glimmerblättchen aus dem Wandgestein; wo die Quarze in der Mitte der Lager zusammenstossen, da schauen ihre Krystallenden gegen einander. Das Zinnerz, welches in dem als Wandgestein auftretenden Granitgreisen eingesprenkelt ist, erscheint hier in den Quarzlagern bald eingestreut, bald lagenweise vertheilt, bald in schön ausgebildeten Krystallen zwischen den Quarzspitzen der centralen Lager-Drusen. Der ganze Aufbau dieser erzführenden Lager lässt ein allmäliges Anwachsen derselben von dem Wandgestein aus erkennen.

Nun stehen drei Wege offen, auf welchen derartige Abscheidungen möglich sind: Exhalation, Cirkulation der Gewässer und secretionäre, bez. concretionäre Processe während des Erstarrens der Eruptionsmassen.

Daubrée leitet die Zinnführung von Exhalationen ab. Der eigenthümliche Aufbau der Quarzlager mahnt anderseits an viele Gebilde, welche nachweislich durch Absatz aus wässrigen Lösungen entstanden sind; ein Vergleich der Quarzlager mit den anliegenden Eruptions-Schlieren endlich lässt es nicht unmöglich erscheinen, dass die Lager zum Theil wenigstens aus den erstarrenden Schlieren der Eruptionsmasse selbst ausgeschieden wurden. Weder eine Quarzausscheidung, noch eine Abscheidung von Zinnstein auf diesem Wege erscheint unnatürlich; denn der Greisen zeichnet sich sowohl durch Quarzreichthum, als auch durch Zinnführung aus, und zwar erscheint der Zinnstein im Greisen gerade so eingesprenkelt, wie Magneteisen, Titaneisen, Kiese u. s. f. in anderem Eruptivgestein, d. h. als unzweifelhaft ursprünglicher Gemengtheil, auf primärer Lagerstätte.[1])

Concretionäre, bez. secretionäre Abscheidungen derartiger ursprünglicher Bestandtheile sind aber erfahrungsmässig während des Erstarrungs-Processes möglich.

Nicht ohne Bedeutung scheint mir diesbezüglich die von Herrn Schichtmeister Grumbt mitgetheilte Beobachtung, dass, wo sich grösserer Reichthum von Zinnerz in den Quarzlagern findet, die anliegenden Greisenpartien auffallend erzarm sind und umgekehrt: An

---

[1]) v. Cotta (Gangstudien I., 1850, p. 88) bezeichnet das Zinnerz im Greisen als accessorischen Gemengtheil dieses Eruptivgesteines, und betont, dass die Gangvorkommnisse gewiss aus dieser Urquelle stammen.

arme Quarzlager stossen gemeiniglich Greisen mit ziemlich viel eingesprenkeltem Zinnerz. Diese reciproke Beziehung zwischen der Erzführung des Eruptivgesteines und jener der Quarzlager weist nach meiner Ansicht auf Wanderungen des Zinnerzes hin. Wo dieses während des Erstarrens von den Greisenschlieren ausgestossen wurde, da finden wir es eben zwischen den Schlieren in den Quarzlagern angesammelt; wo diese Ausscheidung nicht statt hatte, finden wir das Zinnerz noch heute in den Greisenmassen eingestreut.

Doch dies ist nur eine der Erklärungsweisen. Ebenso gut kann die besagte Erscheinung in Folge secundärer Processe (Exhalation oder Auslaugung) eingetreten sein.

Bezüglich der Exhalations-Hypothese möchte ich bemerken, dass derartige Gasausströmungen gewiss, wenigstens nachdem das Magma bis auf eine gewisse Temperatur abgekühlt ist, nicht mehr in der Weise stattfinden können, wie bei unseren Festland-Vulkanen. Die Spalten müssen sich allmälig mit Wasser füllen; die nunmehr aus der Tiefe kommenden Gase werden von dem Wasser gelöst und diese Lösungen erst führen die in der Tiefe ausgeschiedenen Stoffe den höheren Regionen zu. Nach einiger Zeit also dürfte wohl sämmtliche Exhalations-Thätigkeit sich in eine Circulation wässriger Lösungen umgewandelt haben.

Dass sowohl auf dem Wege der Exhalation als auch der Circulation Stoffe aus der Tiefe gefördert werden können, ist wohl nicht zweifelhaft. In unserem Falle kann man auch die Quelle, aus welcher die Zinnerze allein stammen können, bezeichnen. Es sind offenbar die noch in der Tiefe zurückgebliebenen zinnhältigen Massen des bekannten quarzreichen Magma, welche erfahrungsgemäss während und in Folge des Erstarrungs-Vorganges eine Reihe von flüchtigen Stoffen abgeben.

Fassen wir diese Ausführungen zusammen, so ersehen wir, dass die Zinnlager von Zinnwald in sehr verschiedener Weise gebildet werden konnten. Welche Theile der erzführenden Lager während des Erstarrens der Eruptionsmassen entstanden, welche nachträglich in Folge von Exhalationen und in Folge von Wassercirculation sich bildeten, ob ein oder der andere Faktor von vorwiegender Bedeutung war, lässt sich wohl kaum entscheiden.

Ich möchte die erzführenden Lager zum Theil wenigstens auf Abscheidungs-Vorgänge, welche in Folge des Erstarrens platzgriffen, zurückführen. Sie erscheinen mir als Exsudate in den Schlieren-Zwischenräumen. Wesentliche Umänderungen und Anwachs mögen die ausgeschiedenen Lager durch nachträgliche Exhalation und wässrige Circulation erfahren haben.

IV. Die Eruptiv-Gesteine von Altenberg und deren Erzführung.

Literatur-Inhalt.

Charpentier: [1]) Gleich hinter der Stadt trifft man die grosse Pinge, eine gewaltige Einsenkung von fast 50 Klafter Tiefe und einen

[1]) Charpentier: Min. Geogr. 1778, p. 150.

Durchmesser von etwa 90 Klaftern. Die Pinge ist durch einen gewaltigen Bruch im Bergwerk entstanden; unter ihr ist das Stockwerk fort im Betrieb.

In der Pinge und an den Seiten derselben trifft man überall dasselbe Gestein, aber keine Erzgänge. Es ist Granit und porphyrartiges Gestein, aus dem das Altenberger Gebirg im Allgemeinen besteht. Die grösste Masse des Stockes besteht aus Quarz, welcher gleichmässig durchmengt ist mit rothschüssigem Thon; Feldspath und Glimmer trifft man in diesem Gesteine wenig. Durchaus ist dieser veränderte Granit mit Zinnerz imprägnirt, und seine ganze Masse ist von Gängen und vielen senkrechten Klüften durchsetzt.

Durch mehrere Schächte geht man gegen die Tiefe vor. Durch diese kommt man in grosse, unterirdisch ausgebrochene Höhlen und Weitungen, die durch den Abbau entstanden sind. Die Höhlen haben 10, 20, 40 und mehr Klafter Höhe; da und dort lässt man Stütz-Pfeiler stehen. Die Abbaue und Weitungen, welche etwa in gleichem Niveau liegen, heissen eine „Sohle“. Viele solche Sohlen liegen unter einander.

Zuweilen trifft man in diesem Stocke auch feinkörnigen Granit. Dieser führt aber kein Erz. Der ganze übrige Stock ist von Zinnerz imprägnirt, und nicht entstanden durch Kreuzung von Erzgängen; die Weitungen sind nicht entstanden durch Aushauen von Gängen, sondern durch Gewinnung der ganzen imprägnirten Gesteinsmasse.

Ferber:[1]) Der Granit von Altenberg ist an verschiedenen Stellen des Gebirges sehr ungleich gemengt; doch sind diese verschiedenen Gesteinsarten von gleichem Alter. Das Zinnerz kommt in den quarzigen Graniten allerwärts vor und ist durchaus nicht an Gänge und Klüfte gebunden.

v. Weissenbach:[2]) Der Altenberger Stock besteht aus Greisenfelsit. Dieses Gestein verfliesst in den umliegenden Syenitporphyr. Das ganze Gestein ist erzführend und soll um so reicher sein, je quarziger es ist. Man findet das Erz eingesprenkelt oder in Aederchen insbesondere reichlich dort, wo sich viel Chlorit im Greisenfelsit einstellt.

Fast der ganze Stock besteht, wie gesagt, aus diesem Greisenfelsit; doch herrschen in seiner Peripherie verschiedene andere Gesteine. Gegen W. von der Pinge herrscht in der Tiefe Granit [3]); auch gegen O. trifft man ihn an zwei Stellen in den Gruben [4]). Im Uebrigen wird das Gebiet östlich von der Pinge von Syenitporphyr eingenommen.

Der ganze Stock ist von meist steilen Klüften durchsetzt, doch zeigen nur wenige von ihnen einen bestimmten Parallelismus und in der Regel führen sie kein Erz. Die meisten sind einen Theil eines Zolles, höchstens einige Zoll dick. Nur selten trifft man 0·5 Klafter mächtige Breccien-Gänge mit einer Füllmasse von rothem oder grauem Letten (Steinmark) und Bruchstücken des Nebengesteines.

---

[1]) Ferber: Neue Beitr. z. Mineral. Gesch. 1778, p. 134.

[2]) v. Weissenbach: in der cit. Abhandlung § 8.

[3]) Man hat ihn angefahren mit einem aus dem Papptöpfer Gesenke in westlicher Richtung gegen die Kirche getriebenen Längsort, ferner mit einem gegen SW. in derselben Gegend getriebenen Ort auf der Eichler-Strecke.

[4]) Auf dem Rothbärter Orte, das auf der Heinrichszeche gegen O. getrieben wird und 80 Klafter östlich vom Saustaller Treibeschacht.

v. Cotta:[1]) Der Zwitterporphyr von Altenberg verläuft durch Uebergänge in die umliegenden Massen von Syenitporphyr und Granit. Zahllose Klüfte, welche den Porphyr durchsetzen, scheinen Ursache der Imprägnation mit Zinnerz. In gleichem Sinne spricht sich auch H. Müller aus[2]).

Wir wollen zunächst die grosse Pinge besuchen, dann deren Verhältnis zur Umgebung besprechen und endlich die beobachteten Erscheinungen deuten.

Wenn wir auf dem flachwelligen Hochplateau des Erzgebirges von Zinnwald her gegen N. wandern, erblicken wir bald die Stadt Altenberg vor uns. Am sanften Abhange aber, welcher hinter derselben gegen den Geisingberg ansteigt, gewahren wir eine riesige Einsenkung. Das ist die grosse Pinge, der wir uns sogleich zuwenden.

Dort ist vor alten Zeiten das Gebirge eingebrochen, nachdem man die Gesteinstiefen lange und rastlos durchwühlt und ausgebeutet hatte.

Ringsum starrt dunkelrothgraues, steiles Gewände — der kreisförmige Bruchrand der Pinge. Vom Fusse dieser dunklen Klippen und öden Wände gehen Schutthalden gegen die Tiefe und stossen im Grunde und Centrum der Pinge zusammen. An der Südseite reicht dieser Haldentrichter bis hinauf an den Rand der Pinge. Auf diesem Wege können wir in die Pinge hinabgehen, und auf der Grenze zwischen den Wänden und Halden ringsum wandern.

Man sieht da durchgängig äusserst quarzreiche Gesteine, welche an die Greisen von Zinnwald und Kahlenberg einerseits, anderseits aber auch an sehr quarzige Porphyre und Felsite mahnen. Graue, rothbraune und violette Färbung herrscht vor, und zwar wechseln die Farben fleckig ab, so dass die Felsen und Felsblöcke oft wie getiegert erscheinen. In einigen Fällen beobachtet man, dass die fleckige Färbung wie ein Saft ausgeht von zahllosen Klüften, welche die Gesteinsmassen durchziehen. Selten (nur im S. der Pinge) kommen kleine Partien von weissem Felsit in Verband mit diesen dunklen und doch so quarzreichen Gesteinen vor.

Es ist kein Zweifel, dass in diesem Falle die Unterschiede des Ansehens vorwaltend auf Unterschiede des Gefüges zurückzuführen sind: Hier ist das Gestein zusammengesetzt aus groben Quarzkörnern, welche an der Grenze in einander verfliessen, wie zerkochte Sagokörner; dort treffen wir dasselbe Verhältniss, doch feinere Körnchen, aus denen das Gestein zusammengekittet ist (fast gleicht es manchem von Kieselsaft durchtränktem Quarzit); endlich erscheint da und dort felsitischer Habitus.

Ueberall führen diese Gesteine Zinnerz — dem Auge nicht sichtbar — eingesprenkelt, und je quarziger sie sind, um so reicher soll ihr Gehalt sein. Darum wurde und wird das Gestein im Ganzen ausgehoben und darum entstand der trichterförmige Niederbruch.

In alter Zeit, da man mit Holz nicht zu sparen hatte, ging man in der Tiefe auf verschiedenen Horizonten und auf zahllosen Strecken

[1]) v. Cotta: Berg- u. Hütt.-Zg. 1860, p. 1.
[2]) H. Müller: Berg- u. Hütt.-Zg. 1865, p. 173.

mit Feuersetzen vor. Durch den Brand blätterten sich Gesteinschalen und Scherben los, und so entstanden ringsum da und dort und in verschiedener Tiefe eiförmige Ausbrand-Höhlungen und -Gänge und grosse domförmige Weitungen.

Noch heute, wenn wir unten in der Pinge an den öden, dunklen Wänden hinschreiten, sieht man in verschiedener Höhe das Gewände durchfressen von ausgebrannten Löchern, Höhlen und Fenstern.

Verfolgen wir die geschilderten Abbaue, so erhalten wir durch sie Aufschluss über die Fortsetzung der quarzigen Gesteine gegen die Tiefe; denn der Abbau folgt ja eben ausschliesslich diesen mit Zinnerz imprägnirten Massen.

Die leitenden Baue sind seit alter Zeit:

1. ein etwa 900 Klafter langer Stollen, welcher vom Geisinger Thale her gegen W. unter die Pinge von Altenberg führt. Dieser Stollen bringt natürlich an verschiedenen Punkten verschiedene Tiefe ein. Gemeiniglich bezieht man seine Tiefe auf den

2. Römer-Schacht. Dieser geht im niederen Gehänge SW. von der Pinge nahe der Kirche von Altenberg nieder und trifft in einer Tiefe von 60 Klaftern auf die Sohle des tiefen Geisinger Stollens.

Ehedem wurden über und unter der Stollensohle in verschiedenen Horizonten der Greisenporphyr-Masse Strecken und Baue getrieben, bis endlich diese ganz durchlöcherte und durchwühlte Masse in sich zusammenbrach. Von jener Zeit an wird nur mehr u n t e r der Stollensohle gebaut.

Viele Brüche haben noch nachträglich stattgefunden, und derzeit trifft man erst in einer Tiefe von 50 Klafter unter dem Hauptstollen (also 100 Klftr. unter dem Römer Schacht) continuirliches, festes Gestein. Doch arbeitet man in dieser grössten Tiefe nicht, da es viel vortheilhafter ist, die bereits zusammengebrochenen Massen der höheren Horizonte zu gewinnen. Und so betreibt man denn in verschiedenen Sohlen unter dem Hauptstollen Strecken in das zertrümmerte Gestein.

Die Abbau-Horizonte liegen je 10 Klafter untereinander[1]) und man zählt 5 solche Niveaux. In den oberen Horizonten (also 70, 80, 90 Klafter unter dem Römer Schacht) wird, wie gesagt, derzeit noch gearbeitet. Der tiefste Horizont (110 Klafter unter dem genannten Schacht) steht unter Wasser, weil er im festen Gesteine geht, mithin einen zu kostspieliegen Abbau verlangen würde.

Nach dieser Einleitung blicken wir auf das kleine Kärtchen Taf. IV, in welchem eingezeichnet sind:

1. Eine kleine, punktirte Ellipse, welche die Weite der Pinge im Jahre 1620 (nach dem dritten Tagebruche) darstellt.

2. Eine etwas grössere Ellipse, welche den heutigen Umfang der Pinge angiebt.

3. Eine Ellipse, welche beide erwähnten kleineren Ellipsen umfängt und den Verlauf der zu Tage ausgehenden Bruchklüfte veranschaulicht. [2])

---

[1]) In Altenberg wird die Entfernung von einem Horizont zum anderen (gleich 10 Klafter) als eine halbe „Gezeuge-Strecke“ bezeichnet.

[2]) Die Einzeichnung der Verhältnisse an Tag wurde von mir à la vue mit einem kleinen Messtischchen durchgeführt.

4. Der Charakter der anstehenden Gesteine.

5. Der Römer Schacht (durch R S bezeichnet).

6. Der 60 Klafter tiefliegende Geisinger Stollen (G S).

7. Ein kleiner Theil der in dem Horizonte von 70 Klafter getriebenen Strecken und Baue. —

Wir sehen, dass diese tiefen Baue den Raum der grossen Ellipse beherrschen.

Im Gegensatze hierzu wurden die Greisenmassen nahe der Erdoberfläche nur im Umfang der kleinen Pingen-Ellipse abbauwürdig befunden. Hieraus folgt, dass die Greisenporphyr-Massen, wie die Bergleute ganz richtig gefunden haben, die Form eines Kegels oder Zuckerhutes annehmen.

Nun können wir die Natur der grossen Ellipse und deren Beziehung zur Pinge besprechen.

Der Rand der kleinen Ellipse wird gebildet durch Gesteinwände, deren Natur ich durch Farbe angedeutet habe. Eben solche Wände treten aber auch an den, durch die grosse Ellipse bezeichneten Stellen, als schmale Stufen auf. Nähert man sich der grossen Ellipse von Aussen, so muss man dort über eine Stufe hinabsteigen, dann geht man wieder eine Zeit lang eben fort, bis zu den Abstürzen der Pinge.

Der Gesteinskörper zwischen der äusseren Ellipse und der Pinge verhält sich also wie ein Ring, oder wie ein Einsatz, welcher sich von der umgebenden Gesteinsmasse abgetrennt hat und um ein Stück gegen die Tiefe gesunken ist.

Der Zusammenhang des abgesunkenen Ringes mit dem Abbau liegt auf der Hand. Nachdem die obersten Theile des zuckerhutförmigen Stockes von Altenberg abgebaut waren, erfolgte dort jener Einsturz, welcher als grosse Pinge zu Tag ausgeht. Als dann die Baue, je tiefer sie vordrangen, umsomehr sich erweiterten, klüftete sich die unterwühlte Masse da und dort entsprecherd dem Abbau los und setzte sich stufenweise tiefer. Die Stufen und Wände, welche wir im Gebiete der grossen Ellipse heute sehen, sind also nichts anderes als die Ober- und Seitenflächen von mauer- und keilförmig nebeneinander stehenden abgeklüfteten Gesteinsmassen. Geht die Unterwühlung noch weiter, so wird der Ring vollends zu Bruche gehen und die Pinge wird um einen Kranz weiter.

Nachdem wir so die Verhältnisse des Greisenstockes und die Beziehung der Brüche zu demselben klar gestellt, haben wir den Verband des Stockes mit der Umgebung zu betrachten.

Da erhalten wir nun folgende Aufschlüsse:

1. An den SW. Wänden der Pinge spielen in die Greisenfelsit- und Greisen-Massen des Stockes granitische Partien ein. An der W. und NW. Seite der Pinge kommt Granit zur Herrschaft. Dort steigen wir in der Kluft zwischen einer abgesessenen Granitwand und der anstehenden granitischen Pingenwand auf, und sehen nahe dem obersten Rand eine etwas dunklere 5 Ctm. breite Granitschliere, welche wie *a* im Profil der Taf. IV zeigt, von der Pinge weg gegen die Tiefe einfällt.

2. In der Tiefe herrscht in W. der Pinge Granit.

3. Die nördlichen, durch die grosse Ellipse bezeichneten Bruchränder weisen Granitsyenit-Porphyr, Feldspath-Porphyr und aphanitische

Abarten dieser Typen auf; selten trifft man eine untergeordnete Quarzporphyr-Schliere.

4. Gegen O. herrschen Syenitgranit, Syenitporphyr und aphanitisch ausgebildete Gesteine dieser Zusammensetzung.

5. In der Tiefe herrschen in dieser Gegend Porphyr, Greisenporphyr und Granitporphyr; doch trifft man an mehreren Stellen auch Granit.

6. Im S. der Pinge treffen wir Greisenporphyr und Felsit (Taf. IV).

Diese Thatsachen nun und die Beziehungen des Stockes zu den in der weiteren Umgebung ausgebreiteten Eruptivmassen (s. Taf. I) fassen wir zu folgendem Bilde zusammen:

Eine einheitliche, durch Uebergänge verbundene[1]) Masse von Eruptivgesteinen verschiedener Zusammensetzung und verschiedenen Gefüges breitet sich um Altenberg.

Rings um die Pinge herscht an der Oberfläche Syenitgranit und Syenitporphyr. In dem Gebiete der Pinge selbst aber steigt durch diese Ergussmassen als jüngstes Glied ein Stock von Greisen und Greisenporphyr auf (s. Taf. IV).

Wäre diese Masse zum Erguss gekommen, so würden sich die zinnführenden Gesteine flach ausgebreitet haben, und wir träfen dann auch hier, wie in Zinnwald, Abbaue mit vorwiegend horizontaler Erstreckung.

Ursprüngliche Zinnführung und secundäre Ablagerung.

Wie in Zinnwald und am Kahlenberge treten auch hier die Zinnerze an kieselsäurereiche Eruptivgesteine gebunden auf. Hier wie dort kommen sie eingesprenkelt als ursprüngliche Bestandtheile vor. Doch ist zu bemerken, dass, während der Zinnstein an jenen Orten zum Theil deutlich sichtbar wird, er hier nicht wahrgenommen werden kann. In beiden Fällen besteht offenbar eine Beziehung zwischen dem Gefüge des Gesteines und der Form der Zinnführung. Wo die Krystallisations-Bedingungen eben günstig waren, da haben sich alle Bestandtheile des Gesteines, Quarz wie Glimmer und Zinnstein, in grösseren Krystallen abgeschieden. Wo die Bedingungen ungünstiger waren, wie in Altenberg, da ist der Gesteinbrei undeutlich und halbkrystallinisch erstarrt. Dem entsprechend finden wir hier auch das Zinnerz sehr fein eingestreut und vertheilt.

Ausser diesem ursprünglichen Zinngehalte treffen wir in Altenberg und an anderen Orten auch noch eine Zinnführung, welche gewiss secundär (durch Exhalation bez. Circulation bedingt) ist. Die Karte Taf. I zeigt, dass verschiedene Eruptivgesteine sowohl, als auch der Gneiss mehrfach von Klüften durchsetzt sind, an welche Zinnführung gebunden ist; und zwar zeigt es sich allemal, dass das ganze

---

[1]) Daubrée (Ann. des Mines. 1841 p. 81) hebt treffend hervor, dass die Gesteine von Altenberg allerdings verschieden sind, also auch in der geologischen Karte mit verschiedenen Farben eingezeichnet werden müssen; doch solle man beim Anblicke der Karte sich immer gewärtig halten, dass diese verschieden eingezeichneten Gesteine untereinander durch Uebergänge verbunden sind. Ich habe verucht, den Uebergang in Fig. 7 darzustellen.

Gestein, in welchem die Zinngänge aufsetzen, seitlich bis auf eine gewisse Entfernung von der Kluft mit Zinnerz imprägnirt ist.

Bereits Charpentier theilt die Zinnerzvorkommnisse in der eben angedeuteten Weise ganz rationell ein. Nach ihm kommt Zinnerz vor:

1. Ohne die geringste Ordnung eingestreut im Granit von Zinnwald und im Porphyr von Altenberg. Die Zinntheilchen sind bald gut sichtbare Körner, bald fein wie Staub. Mitunter schaaren sich die Erztheilchen zu Nestern zusammen.

2. Trifft man das Zinnerz in Quarzlagern im Granit von Zinnwald.

3. Kommt das Zinnerz sehr häufig an Klüfte im Granit oder Schiefer gebunden vor und zwar ist in diesen Fällen das Gebirgsgestein zu beiden Seiten der Kluft erzhältig, und wird eben dies Wandgestein abgebaut.

v. Weissenbach[1]) unterscheidet in gleicher Weise und giebt für die Imprägnations-Gänge, welche in den Eruptivgesteinen von Altenberg und Zinnwald aufsetzen, folgende Merkmale an:

1. Die Gänge streichen fast stets zwischen hora 2 und 6.

2. Alle führen rothen Letten oder Eisenkiesel, etwas Quarz und sehr wenig Zinnstein.

3. Das Wandgestein, mag es Granit oder Syenitporphyr oder ein anderes Gestein sein, ist immer von den Salbändern aus mit Zinnerz angereichert, wogegen der Feldspath zumeist zerstört wurde.

De la Bêche wird durch diese Imprägnations-Erscheinungen zu der Annahme geführt, es seien Solutionen, vielleicht in Folge der Bidung des Granit, in die Spalten eingedrungen und hätten die Wandgesteine verändert.

Daubrée hat durch die Annahme von Exhalationen[2]) eine ganz befriedigende Erklärung der Erscheinungen gegeben. Silicium, Zinn u. s. f. würden nach seiner Ansicht insbesondere in Verbindung mit Fluor gefördert.

Beachtenswerth ist, dass das Wandgestein in all diesen Fällen nicht blos eine Imprägnation, sondern auch eine weitgehende Wandlung erfahren hat.

Der Schiefer ist allemal äussert quarzig, und in gleicher Weise sind auch die Eruptivgesteine in der Nachbarschaft der Zinnklüfte umgewandelt. Mögen diese in wie immer gearteten Ergussmassen aufsetzen, allemal finden wir die Wände bis auf eine gewisse Entfernung (einige Ctm. bis 1 Meter und mehr) dem Greisen ähnlich, und ebensoweit, als die Verquarzung reicht, hält meist auch Imprägnation mit Zinnerz an.

Die Verquarzung kann nicht allein aus dem Vergleiche des Wandgesteines mit dem allgemeinen Charakter der Eruptivmassen entnommen werden, sondern sie offenbart sich auch nicht selten in Pseudomorphosen.

---

[1]) v. Weissenbach im angeführten Manuscript § 12.

[2]) Daubrée: Ann. des Mines. 1841, p. 108.

Daubrée erwähnt schon Pseudomorphosen eines Gemenges von Quarz und Zinnstein nach Feldspath [1], und neuerlich hat Le Neve Foster ebenfalls in Cornwall Gesteine aufgefunden, welche gewiss ursprünglich Granitporphyre waren, deren grosse Feldspathe aber derzeit durch ein Aggregat von Quarzkörnern verdrängt sind. [2] Meist allerdings findet man den Feldspath durch ein Gemenge von Quarz und Kaolin oder Quarz und Zinnstein ersetzt.

Selten wohl erscheint die Feldspathsubstanz ganz durch Quarz, bez. Quarz und Zinnstein verdrängt; meist hinterbleibt Steinmark oder Thon an Stelle des Feldspathes. Diese Zersetzungsprodukte sind aber immer von erhärtetem Kieselsafte durchtränkt und so mit den Quarzen des ursprünglichen Eruptivgesteines derart verkittet und verschmolzen, dass man das Gestein leicht mit einem ursprünglichen Greisen verwechseln kann. [3]

Diese auf secundärem Wege gebildeten Greisengesteine müssen von den ursprünglichen scharf geschieden werden; widrigenfalls kann man leicht zu Fehlschlüssen gelangen. Es zeigt sich nämlich, dass nicht blos der Stock von Altenberg, sondern auch dessen Umgebung bis auf beträchtliche Entfernung von Klüften durchsetzt ist. Nach diesen Klüften ist aber durchgängig die Imprägnation und Umwandlung der Gesteine bis zu einem höheren oder geringeren Grad gegangen. Die Folge davon ist, dass es scheint, als ob der Greisen-Porphyrstock von Altenberg unzählige Arme, Ausläufer und Gänge in die umliegende Gesteinsmasse absende — eine offenbar falsche Vorstellung.

Nach diesen Auseinandersetzungen über den Altenberger Stock und dessen nächste Umgebung können wir ein Profil durch die betrachteten Massen zu legen versuchen.

Vorher aber brauchen wir nothwendig noch folgende Daten, welche ich bisher nicht erwähnt habe, weil sie das Bild ganz unnöthiger Weise unklar gemacht hätten.

1. Der tiefe Stollen von Geising geht 250 Klafter in Granitsyenit-Porphyr, dann 290 Klafter in Gneiss, und dann folgt „quarziges Gestein", in dem man 350 Klafter fortgeht bis zu den Erzen. [4]

2. Der Contact zwischen Schiefer und Porphyr im Geisinger Stollen verläuft fast senkrecht.

3. Bei Segen Gottes zu Schellerhau scheint die Grenze beider Gesteine eine überhängende zu sein. Hieraus hat man früher geschlossen, der Gneiss liege an diesem Orte über dem Porphyr. [5]

---

[1]) Daubrée: Ann. d. Mines 1841, Bd. 20, p. 110. Die Pseudomorphosen stammen von St. Agnes, Cornwall. Herrn Dr. Brezina verdanke ich die Einsicht seiner bezüglichen Handstücke.

[2]) Ich lernte diese lehrreiche Pseudomorphose bei Herrn Professor Stelzner kennen.

[3]) Paulus (Orogr. von Joachimsthal, 1820, p. 198) charakterisirt diese zinnführenden Quarzgesteine trefflich mit den Worten: Das Zwittergestein ist gleichsam zusammengeschmolzen aus einem Gemenge grauer Quarzkörner, etwas Glimmer und zu Porzellanerde aufgelöstem Feldspath. Diese zinnführende Masse ist oft so eisenschüssig, dass das Pochwasser tief roth gefärbt wird.

[4]) Ferber: Neue Beitr. z. Mineral. Geograph. 1778, pag. 127 u. 132. Ferber unterscheidet nicht zwischen dem Greisenstock und den Porphyrmassen, welche sich an denselben gegen O. anschliessen.

[5]) Weissenbach, Manuscript §. 2.

Diese Verhältnisse scheinen mir auf verschiedene Ursachen zurückzuführen:

Das Absetzen der Eruptivgesteine am Schiefer W. von Schellerhau dürfte auf eine Verwerfung zurückzuführen sein.

Das Abschneiden des Syenitgranit-Porphyrs am Schiefer zwischen Altenberg und Geising aber dürfte auf einer andern Ursache beruhen. Ich glaube nämlich, dass der Syenitgranit-Porphyr hier auf einer NNW. Spalte aufgestiegen sei. Hiefür spricht der Verlauf dieses Eruptivgesteines in einem Streifen parallel mit der Längsaxe des Stockes von Altenberg, parallel mit der Hauptaxe der Aufquellungsmasse von Zinnwald und endlich auch parallel mit dem Porphyrgang von Teplitz.

Der unregelmässige Verlauf dieses Syenitgranit-Porphyres gegen die Porphyrmassen und das fleckenartige Auftreten des ersteren Gesteines im letzteren zeigen, dass die Syenitporphyr-Masse nicht blos in der Spalte aufstieg, sondern auch sich seitlich ausbreitete.

Die Uebergänge endlich, welche zwischen dem Syenitgranit-Porphyr und dem Porphyr bestehen, beweisen, dass beide Gesteine ziemlich gleichzeitig hervorbrachen und folglich zu einem Gusse sich vereinigten.

Ist nun aber die Granitporphyr-Masse ein Gang, so fällt die Deutung der Gneisspartie zwischen dem Granitporphyr und dem Stocke von Altenberg nicht schwer: Wir haben es eben mit einer Scholle oder besser mit einem Keile von zertrümmertem Grundgebirge zu thun, mit einem Pfeiler, der in höherem Niveau steht, als die übrigen Gneissmassen. Dieser Pfeiler wurde seinerzeit von den Eruptivmassen umfluthet, während die übrigen Gneissmassen, welche in ein tieferes Niveau gesunken waren, von den Ergüssen überdeckt wurden.

Der Stollen von Geising-Altenberg geht zufolge dieser Auffassung auf seinem Wege von Ost gegen West zuerst durch den Gang von Syenitgranit-Porphyr, dann durchbricht er den Gneisspfeiler und setzt seinen Weg jenseits des Pfeilers in der Porphyrmasse fort, welche aus dem Altenberger Eruptions-Centrum stammt.

Endlich kommt er nach Durchdringung dieser an Zinngängen reichen Masse bis zum Altenberger Eruptions-Stocke selbst.

Ausser diesen Verwerfungen scheint mir noch eine andere Dislocation wahrscheinlich:

Wenn man die Schlucht durchwandert, welche die Westgrenze unseres Eruptions-Gebietes markirt, so sieht man an der Ostseite der Schlucht bei Niklasberg den Gneiss in relativ niederem Niveau anstehen und von Porphyr überdeckt, während der Gneiss an der westlichen Schluchtseite bis zum Gipfel des Erzgebirges hinauf herrscht, eine Erscheinung, welche nicht minder als die eben erwähnten durch Querverwerfung verursacht sein dürfte.

Wir fassen nun die erwähnten Thatsachen zusammen zu dem Satze: der ganze District, in welchem die Eruptionsmassen sich ausbreiteten (zwischen Schellerhau—Niklasberg einerseits und Geising—Graupen anderseits), stellt sich im grossen Ganzen dar als ein von Eruptionsmassen durchbrochenes und überdecktes Senkungs-Gebiet.

Nach dieser Auffassung lässt sich also der geradlinige Verlauf der Porphyre quer durch das Erzgebirge zum grossen Theile auf Ver-

werfungen zurückzuführen. Hierauf bezog ich mich, als ich in Abschnitt II betonte, dass der Verlauf der Eruptionsmassen kein genügendes Argument abgebe für die Annahme, in eben dieser Richtung seien die Eruptionsmassen ursprünglich emporgedrungen.

Betrachten wir nun zum Schlusse noch den südlichen Abhang des Erzgebirges, so fällt es uns auf, dass hier die Porphyre bis herab in die Ebene herrschen, während im Osten und Westen der Porphyrmassen der Gneiss bis zu den höchsten Stellen des Erzgebirges ansteht. Das jüngere Gestein liegt hier also 800 Meter tiefer als die älteren Schiefergesteine auf beiden Seiten der Porphyrmasse.

Während ich die oben besprochenen Erscheinungen auf Querverwerfungen zurückführe, scheinen mir die Verhältnisse am Südabhange des Erzgebirges auf Längsverwerfungen zu deuten. Ich erkläre mir nämlich die abrupte Niveaudifferenz durch die Annahme, der gehobene Erzgebirgsflügel sei längs seines steilen Südabhanges ein oder mehrmal abgebrochen. Hätten nicht solche Verwerfungen stattgefunden, so müssten wir den Gneiss am steilen südlichen Bruchrande des Erzgebirges beiläufig im selben Niveau wie bei Niklasberg anstehend finden, was aber an keiner Stelle der Fall ist.

Directe Nachweise einer bezüglichen Längsverwerfung fehlen; doch scheinen mir die gewaltigen Niveaudifferenzen nicht wohl anders erklärbar. Uebrigens sind derartige Längsverwerfungen parallel dem Bruchrande eines Gebirges ganz normale Erscheinungen.

V. Der Syenit-Granitporphyr und die Preisselberger Pinge.

Naumann bezeichnet die in unserem Kärtchen mit dunkler Farbe eingezeichneten Porphyre als Granitporphyre, während sie Rose zum Syenitporphyr zählt. [1])

Jokely führt im Anschlusse an Naumann aus, dass der Syenitporphyr, welcher in einem breiten Streifen längs der ganzen Ostgrenze unseres Eruptivgebietes verläuft, als Gang aufgefasst werden müsse. Hieraus würde das jüngere Alter desselben folgen.

Kleine „Stöcke“ von Syenitporphyr finden sich nach Jokely's Meinung zwischen Jüdendorf und Dreihunken und nördlich von Pihanken. [2])

Ich habe folgende Beobachtungen mitzutheilen:

Die nächste Schlucht östlich vom Thal von Eichwald mündet bei Pihanken. Dort findet man (s. Pih. in Taf. I) ein Fleckchen basischen Porphyrs eingezeichnet. Man trifft hier einen Porphyr, welcher etwas basischer ist, als die gemeinen Quarzporphyre. Er enthält weniger Quarz und etwas dunkle chloritische Beimengung. Uebergänge führen von diesem Gestein zum ringsum herrschenden Quarzporphyr.

Dieselbe Erscheinung bietet sich uns am Rücken zwischen diesem und dem nächsten Thälchen gegen Ost.

Am Ausgang der nächsten Schlucht nach Jüdendorf (J in der Karte Taf. I) steht eine Mühle. Dort trifft man Orthoklasporphyr

[1]) Naumann: Geologie II, p. 263.
[2]) Jokely: Jahrb. d. Reichsanst. 1857, p. 554.

mit sehr grossen Feldspathen, sehr wenig Quarz und einigen chloritischen Beimengseln.

Dieses Gestein beherrscht die niederen Theile des Bergrückens gegen Ost bis in das nächste kleine Thal. Die höheren und südlichen Theile des Rückens aber sind Quarzporphyr. Es scheint hier das erstere Gestein unterhalb des letzteren ausgebreitet.

Nun haben wir nur noch einen breiten Rücken zu überschreiten und stehen dann in dem Thale, welches an der Grenze unseres Eruptivgebietes verläuft und bei Graupen mündet. In diesem gesammten Gebiete herrscht Porphyr mit grossen Orthoklasen, Hornblendekörnern oder Chloritbeimengung und sehr wenig oder gar keinem Quarz. Dies Gestein kann als Syenitporphyr, Syenitgranit-Porphyr oder Orthoklasporphyr bezeichnet werden. Gegen Süd und Nord wird diese Partie von Quarzporphyr, mit dem sie durch Uebergänge verbunden ist, begrenzt.

Nördlich von diesem Gebiete sehen wir nahe dem eben erwähnten Thale noch ein kleines, ringsum von Quarzporphyr umgebenes Fleckchen von Syenitporphyr.

Einen grossen, beiläufig ellipsoid begrenzten Fleck von dunklem Porphyr mit grossen Orthoklasen und wenig oder keinem Quarz findet man $^3/_4$ Stunden nördlich von Jüdendorf nahe der Kammhöhe des Erzgebirges.[1])

Im nördlichen Theile dieses Fleckens und in dem angrenzenden Quarzporphyr trifft man viele längst verlassene und von starkem Wald überkleidete Halden und Abbaulöcher. Grauschwarze öhligglänzende zinnführende Greisenfelsite findet man nicht selten in diesen Halden. Auch graue Bänder trifft man in vielen Porphyrblöcken dieses Gebietes. Es sind Imprägnationsklüfte. In der Mitte des missfärbigen Streifens verläuft ein Quarzbändchen; zu beiden Seiten desselben ist der Porphyr mit Zinnerz imprägnirt und daher schmutzig grau gefärbt.

Südlich von dem besprochenen Gebiete trifft man noch an zwei Stellen Gesteine, welche handstückweise schwanken zwischen kleinkörnigem Syenitgranit, Syenitporphyr und Granitporphyr mit grossen ausgeschiedenen Orthoklasen.

Ebenso schwankend, wie hier, ist auch der Charakter der Gesteine, welche in Sachsen die Ostgrenze unseres Aufnahmegebietes beherrschen.

Porphyre mit vielen grossen Orthoklaskrystallen, wenig Quarz und etwas eingestreutem Chlorit oder Hornblende oder schwarzem Glimmer sind am häufigsten. Daneben aber trifft man auch reinen Orthoklas-Porphyr, Granitporphyr und Syenitporphyr. An der Grenze gegen den Quarzporphyr sind allenthalben Uebergänge nachzuweisen.

Ich habe all die erwähnten Gesteine unter den Namen Syenitgranitporphyr zusammengefasst, weil dieser Typus am häufigsten ist und weil dieser Uebergangsname zugleich erinnert, dass hier eben verschiedene durch Uebergänge verbundene Typen herrschen.

---

[1]) Ich habe dies Gebiet des dunklen Porphyres, wie die bisher genannten umschritten, um deren Begrenzung zu erfahren.

Von Voitsdorf ziehen sich diese Porphyre noch ein Stück südwärts und tauchen dann nochmals zwischen dem Försterhaus (F) und der Preisselberger Pinge (P in Taf. I) auf.

In beiden zuletzt erwähnten Gebieten stösst man sehr häufig auf Halden und Abbaulöcher (kleine Pingen), und gewahrt an den herumliegenden Stücken oft jene erwähnten missfärbigen rauchgrauen Bänder (Imprägnationsklüfte), welche zu den ehedem gewiss bedeutenden Abbauen Anlass gegeben.

Endlich treten uns hier auch braune, grünschwarze und rauchgraue Greisenfelsite entgegen, jene eigenthümlichen feinkörnigen, fettigglänzenden Gesteine, welche wir von der Altenberger Pinge her als Erzträger kennen.

Leider ist eine Abgrenzung der Gesteine in diesem überwaldeten und aufschlusslosen Gebiete unmöglich. Nur die Preisselberger Pinge (P in Taf. I) gewährt Einblick in die Beziehung dieser verschiedenen Eruptivmassen zu einander.

v. Cotta[1]) hat zuerst auf die merkwürdigen Breccien von Syenitporphyr, zinnführendem Felsit und Gneissbrocken an diesem Orte hingewiesen und Laube beschreibt neuerdings die bezüglichen Thatsachen[2]). Er beobachtete an einer der Pingenwände folgende Gesteine übereinander: Syenitporphyr mit wenig Quarz und grossen Orthoklasen, darüber zinnführender Porphyr mit Gneissbrocken, ferner Greisenporphyr, endlich zu oberst gemeiner Quarzporphyr, in welchen der unterliegende Greisenporphyr mit einigen Apophysen eingreift. Das Erz kommt nur im Greisenporphyr in Nestern vor (begleitet von Quarz, Glimmer etc.).

Ich habe in Taf. V die anstehenden Gesteine dieses Abbaues durch Karte und Profil dargestellt und füge diesen Bildern folgende Bemerkungen bei:

Im NW. unseres Kärtchens herrscht Quarzporphyr und Granitporphyr. Im Nordosten des Pingengebietes wechsellagert Granitporphyr und Syenitporphyr mit rauchschwarzem Greisenfelsit. Viele Gneissbrocken finden sich in diesem Gesteine eingeschlossen. Diese Einschlüsse haben stellenweise im Contact oder wohl auch in ihrem ganzen Körper eine Metamorphose erlitten; die Schichtung ist verlöscht und die schwarzen glimmerigen Brocken sehen dann einem glimmerreichen, dunklen Porphyr ähnlich.

Im Blocke *a* wiederholt sich ein mehrfacher Wechsel horizontaler Lagen von Granitporphyr, Felsitporphyr und Greisenfelsit, welche mit einander durch Uebergänge verbunden sind. Man sieht recht deutlich, wie der Abbau sich auf den zinnführenden Greisenfelsit geworfen hat, während die erzleeren Porphyre mit ihren grossen Feldspathen verschont blieben.

Dieselbe Wechsellagerung wiederholt sich im Süden vom Blocke *a*. Man sieht an dem im Profil (Taf. V) dargestellten Orte diese Eruptivmassen schief unter dem Schiefer emporbrechen. Der Abbau hat hier einen Theil der erzführenden Gesteine beseitigt und man steht in

---

[1]) v. Cotta: Geologie der Gegenwart p. 132.
[2]) Laube: Jahrb. d. Reichsanst. 1864, p. 175.

einer Höhle, deren abhängiges Dach vom durchbrochenen Schiefer gebildet wird. Noch weiter südlich trifft man im Wald versteckt zwei Kluftabbaue, welche NO. und NNO. streichen und etwa 1 Meter breit sind. Steigt man in diese Klüfte hinab, so sieht man, dass hier seinerzeit zwei erzführende Felsitgänge verfolgt wurden. Das durchbrochene Gestein ist in beiden Fällen Schiefer. Der nördlichere Gang fällt 80° SO. und zertheilt sich an einer Stelle in der Tiefe der Kluft in zwei Arme. [1])

Diese Erscheinungen, welche das Profil vorführt, lassen wohl nur eine Deutung zu:

Im Gebiete der Preisselberger Pinge sind Porphyrgesteine emporgebrochen und zum Ergusse gekommen. Dieser Erguss bestand in seinen westlichen und oberen Theilen aus Quarzporphyr, im Gebiete der Pingen aber aus einer schlierigen Wechsellagerung von Granitporphyr und zinnführendem Greisenporphyr. Den horizontalen Stromschlieren des letzteren Gesteines sind die Abbaue gefolgt, gerade so, wie man im Kahlenberg den zinnführenden Greisen verfolgt. Nur die Textur der Gesteine ist hier und dort verschieden; im Uebrigen ist die Analogie schlagend.

Wir verstehen nun das ganze bisher betrachtete östliche Grenzgebiet leicht: Auf diesem Striche sind Syenitgranit-Porphyre und (in dem südlichen Ausläufer) auch Greisenporphyr emporgedrungen und sie haben sich mit und in den gleichzeitigen Porphyrströmen ausgebreitet.

Ausser der Eruptionsspalte, welche NNW. streicht, haben sich noch einige kleine Querrisse gebildet. Das Magma, welches in sie injicirt wurde, wurde zufolge des raschen Erstarrens zu Felsit.

VI. Die Felsitgänge und die Zinngänge im Schiefer von Graupen.

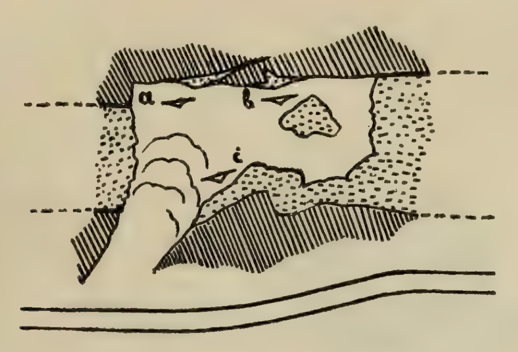
Jokely [2]) erwähnt das Vorkommen von Felsit am Mückenberg und beim Försterhaus daselbst. An letzterem Orte wird ein Felsitgang scheinbar von Syenitporphyr abgeschnitten. Endlich tritt nach Angabe desselben Autors am NW. Abhange des Zechenberges Süd von Adolfsgrün ein Porphyr auf, welcher wahrscheinlich mit dem Hintertellnitzer Porphyrgange zusammenhängt.

Ich habe ausser den Gängen vom Preisselberge, welche wir eben kennen gelernt, folgende Verhältnisse beobachtet: Westlich vom Mückenthürmchen, auf dem Wege vom Zollhaus zu dem 10 Minuten abgelegenen Försterhause (F in Taf. I) trifft man am Wege einen kleinen Tagbau, dessen anstehendes Gestein in der beigegebenen Figur angezeigt ist:

---

[1]) Beide Gänge sind in Taf. I durch den rothen Strich bei P angedeutet.
[2]) Jokely: Jahrb. d. Reichsanst. 1858, p. 555.

Das ringsum herrschende Gestein ist Schiefer, welcher steil gegen W. fällt. Quer durch verläuft ein weisser, dem Porzellan ähnlicher Felsit.



Bei *a* ist die Contactfläche des Felsites gegen den Schiefer flachwellig und fällt etwa 60° N.

Daselbst dringt in den Schiefer eine schollenförmige Masse von Felsit ein. Diese löst sich mit einem Fallen von 50° S. vom Schiefer ab.

Bei *b* legt sich eine Felsitscholle mit einem Fallen von 70° SSO. an den Schiefer an. Sie sendet gegen Nord eine kleine Apophyse ab. Der Felsit dieser Scholle ist hier wie überall weiss. Im Contact mit dem Schiefer aber wird er durch Glimmerfleckchen schlierig und diese dunklen Schlieren schmiegen sich der Contactfläche parallel.

Bei *c* fällt der zart schlierige Felsit mit 45° SSO. unter den Schiefer ein. Der Schiefer hat im Contact an einigen Stellen die Schieferung verloren.

An der Ost- und Westseite der Grube und am Boden derselben steht überall Felsit an.

Wir haben es hier mit einem Gange zu thun, welcher in dem aufgeschlossenen Gebiete 5 bis 8 Meter mächtig ist, OW. streicht und steil gegen S. in die Tiefe niedersetzt. Die Grenzflächen sind übrigens sehr unregelmässig bucklig und überdies greift die Gangmasse mit Apophysen in den Schiefer ein.

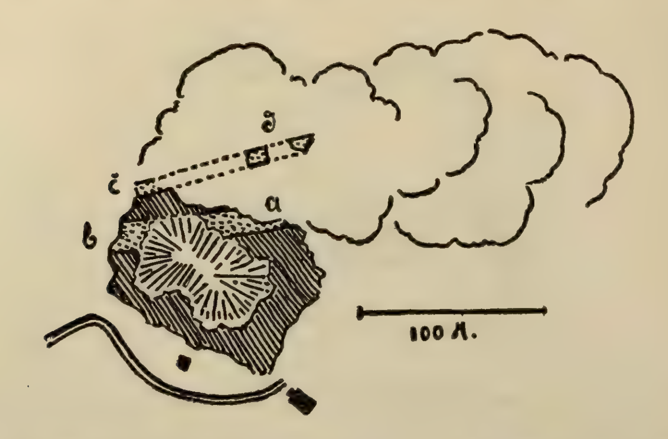
Endlich ist als selbstverständlich hervorzuheben, dass an dieser Stelle der Felsit in abbauwürdiger Weise Zinn geführt haben muss.

Das zweite Vorkommen von Felsit trifft man in der grossen Mückenberger Pinge, [1]) deren räumliche Verhältnisse mittelst des Messtischchens annähernd festgestellt wurden.

Auf drei Seiten ist die Pinge von Felsen umsäumt, von welchen Schutthalden der Tiefe zuführen. Auf der Ostseite aber folgt auf den ersten Absturz eine flache Terrasse,[2]) und dann erst führt ein zweiter Absturz zu den Halden und gegen die Tiefe.

[1]) Das Mückenthürmchen steht an deren SO. Rand.
[2]) Wohl eine Absitzungssterrasse, analog jenen von Altenberg.

Gegen Ost und West von der Pinge streckt sich der flache Kamm des Erzgebirges. In derselben Richtung, sowie gegen Süden



breiten sich überwaldete Schutthalden aus, in welchen ausser Schiefer- auch Felsitbrocken vorkommen. [1])

Das herrschende Gestein ist Schiefer, welcher steil SW. fällt.

Nur an der NO. und NW. Seite der Pinge trifft man anstehenden Felsit; an den NO. Felsabstürzen beobachtet man eine steile, gegen ONO. streichende Schliere im Felsit. (*a* und *b* in der Figur.)

Wir haben es also mit einer Gangmasse zu thun, welche quer durch die Pinge strich, im Gebiete der Pinge jedoch abgebaut wurde.

Südlich von diesem Gange steht wieder Schiefer an. Dann trifft man bei *c* nochmals Felsit und in demselben eine schwache Schliere, welche steil gegen S. fällt. Bei *d* geht eine 4 Meter breite Abbaukluft tief hinab in Felsit. Gegen Süd sieht man diese zum Theil abgebaute Felsitmasse an dem Schiefer abschneiden. Die Grenzfläche scheint gegen NNO. zu streichen.

Wie in dem kleinen Tagbau nahe dem Forsthause hat auch hier der Schiefer an einer Stelle die Schichtung verloren und ähnelt einem Eruptivgesteine, etwa einem Glimmersyenit.

Hiernach möchte ich *c* und *d* für Reste eines zweiten, mächtigen ONO. streichenden Felsitganges halten.

Uebereinstimmende Verhältnisse treffen wir im Gebiete SW. vom Mückenberg, zwischen Mückenthurm und Poststrasse, — hier aber unterirdisch.

Der Bau ging hier im letzten Decennium im Bereiche zweier mächtiger Felsitgänge vor. Diese Gänge streichen beide ONO. und fallen steil gegen S.

Der Zinnstein findet sich im Felsit fein eingesprengt und in Nestern; überdies erweisen sich die Imprägnationsklüfte, welche durch Schiefer und Felsit setzen, in beiden Gesteinen als abbauwürdig.

---

[1]) Was Jokely zur Einzeichnung einer grösseren Partie von Porphyr in diesem Gebiete verleitet hat.

Charakteristisch für diese Klüfte ist nach Schiller und Lewald, dass sie durch den Schiefer einfach verlaufen, während sie sich, sobald sie auf Felsit treffen, mehrfach zertheilen und zersplittern.

Die Erzführung auf jedem einzelnen dieser Trümmer und Zweigklüfte war geringer, als jene auf der einfachen Kluft im Schiefer. Der Gehalt aller Zweigklüfte aber war ungleich bedeutender, als jener der Mutterkluft. [1])

Man trieb eine Strecke in der Dreimichler-Sohle auf die Mückenberger Pinge los und hoffte dort besonders erzreichen Felsit anzutreffen, als Fortsetzung der bisher abgebauten Gänge.

Die Strecke wurde unter der Pinge durchgetrieben, aber ohne Erfolg. Man stiess auf keinen Felsit.

Wir können uns hier auf diese seltsame Erscheinung nicht einlassen, sondern wollen nur die Beziehung dieser Felsite zu den vordem besprochenen Gesteinen und dann die Zinnführung des Felsit und des Schiefers erörtern.

Wir erinnern an folgende Thatsachen:

1. Die Felsitgänge kommen nahe den Porphyreruptionen vor.

2. Hellen Felsit gleich dem eben besprochenen trifft man auch am Südrande der Altenberger Pinge, mit dem Greisenporphyr durch Uebergänge verbunden.

3. Wie der Greisen und Greisenporphyr, so führt auch der Felsit Zinnstein.

Hieraus dürfte wohl zu folgern sein, dass der Felsit ein Geschwister des Greisen und Greisenporphyres ist.

Chemisch stimmen alle drei Gesteine mit einander überein und nur verschiedene Durchtränkung und raschere oder langsamere Abkühlung haben die Unterschiede des inneren Gefüges herbeigeführt.

Wie der Metallgiesser seinen Guss grossblättrig bekömmt, wenn er bedeutende Massen langsam abkühlen lässt, während kleinere Quantitäten, rasch abgekühlt, sehr feinkörnig werden, so werden auch die natürlichen Gluthflüsse verschieden erstarren, je nachdem sie rasch (in kleinen Klüften) oder langsam (in grossen Massen) erstarren.

Und so erklärt es sich denn wohl, wie dieselben quarzreichen Ergüsse bei Zinnwald grosskrystallinisch, hier aber porzellanartig erstarrt sind; denn dort sind mächtige Ergüsse aufgestaut worden, hier aber ist der Gluthfluss rasch in den engen Spalten erstarrt.

Ueber die Erzführung wurde bemerkt, dass der Zinnstein in dem Felsit ebenso wie in den Eruptivgesteinen von Altenberg etc. eingesprengt, ausserdem aber auch auf Klüften (also secundär) vorkommt.

Die meisten Abbaue jedoch sind in unserem Gebiete an den Schiefer gebunden. Die mächtigen Halden zwischen Mückenberg, Obergraupen und Graupen zeigen uns zur Genüge die Ausdehnung der alten Baue an.

---

[1]) Natürlich werden in beiden Fällen gleiche Wegstrecken der Klüfte unter einander verglichen.

Ueber das Vorkommen des Erzes in diesem Gebiete haben verschiedene Autoren berichtet. [1]) Wir fassen die wichtigsten Thatsachen im Folgenden zusammen:

Das Erz kommt im Schiefer dieser Region gangweise vor. Die Gänge (etwa 40 an der Zahl) streichen fast alle zwischen Stunde 2 und 6 (gerade so, wie im Gebiete Altenberg-Zinnwald), sind meist sehr schmal und mit rothem Letten, Steinmark, Quarz, Zinnstein, auch Flusspath, Glimmer und Eisenglanz erfüllt. Der Zinnstein kommt in dieser Gangmasse in Körnern, Knoten und flachen Butzen vor. Das Nebengestein ist immer auf die Entfernung von etwa 0·5—1 Decimeter verquarzt und mit Zinnstein imprägnirt.

Das Fallen dieser Imprägnations-Gänge ist sehr verschieden. Besonders häufig kommen flach 15—40° gegen das Gebirge (gegen NW.) fallende Gänge vor.

Der Abbau offenbart sich an der Erdoberfläche durch mächtige Halden; in zwei Fällen aber auch durch Pingen.

Die grosse Mückenberger Pinge kennen wir bereits. Sie ist, wie aus obiger Figur bereits ersichtlich, gewiss nicht durch den Abbau der zwei Felsitgänge entstanden, denn diese sind erstens verhältnissmässig unbedeutend und zweitens liegt der eine von ihnen am Rande, der andere aber ganz ausserhalb der Pinge. Es kann also diese Pinge wohl nur entstanden sein durch Abbau einer besonders reichen Kreuzung von Imprägnations-Klüften im Schiefer.

In gleicher Weise dürfte auch die Zwickenpinge (Ost v. Obergraupen) nur durch den Abbau eines Knotens von Imprägnations-Klüften im Schiefer entstanden sein.

In diesem Gebiete also haben die Pingen offenbar einen ganz anderen Ursprung, als in Altenberg, und sind nicht wie dort durch Abbau eines Eruptivstockes entstanden. Dass aber die Zinnführung auch hier — allerdings secundär — durch die besprochenen Eruptionen bedingt worden, bedarf wohl keiner weiteren Ausführung.

Die Felsitgänge beweisen, dass Injectionen von Eruptionsmassen vorkamen. Zahlreiche Sprünge mögen damals entstanden, aber nicht mit Glutfluss injicirt worden sein. Durch sie nahmen lange Zeit Exhalation und Circulation der in der Tiefe abgeschiedenen Stoffe ihren Weg und so wurden sie im Lauf der Zeiten auch mit jenem edlen Erze versehen, welches nur an wenigen Orten von und in den eruptiven Massen bis zu Tag gebracht wurde.

VII. Der Bergbau von Zinnwald.

Ein flachwelliges waldiges Hochland ist auf weite Strecke entblösst vom Wald und zu Waide umgewandelt. Darinnen sind eingestreut einige hundert ärmlicher, aber netter Häuschen und Hütten.

So sieht Zinnwald heute aus und hat wohl diesen Charakter schon von alten Zeiten her.

---

[1]) Ferber: Min. Gesch. 1774, p. 138; Breithaupt: Paragenesis 1849, p. 145; Jokely: Jb. d. Reichsanst. 1858, p. 257; Laube: Jb. d. Reichsanst. 1864, p. 163; Lewald: in Hallwich's Geschichte von Graupen (Anhang).

Um die Mitte des 15. Jahrhundertes (zur Zeit, da Altenberg fündig wurde) gingen hier die Zinnwäschen an; Ende desselben Jahrhundertes beginnt das Bergwerk. [1])

Sächsisch-Zinnwald und Altgeorgenfeld wurden in späterer Zeit durch die vertriebenen Protestanten gegründet. [2]) Beyer [3]) berichtet hierüber:

Die aus Oesterreich vertriebenen protestantischen Bergleute haben sich jenseits der Grenze unter Bühnauischer Herrschaft niedergelassen, haben dort Boden und Holz um leidlichen Preis bekommen und Sächsisch-Zinnwald erbaut, dazu eine Schule und Kirche. Sie zahlen einen Thaler für jedes Haus jährliche Abgabe an die Herrschaft Bühnau.

Die Zinnwälder auf der sächsischen und böhmischen Seite haben Holz in Fülle. Wasser für die Pochwerke hat aber nur die sächsische dem Herrn von Bühnau gehörige Seite. Dort gehen 56 Mühlenräder. Hierdurch sind die böhmischen Werke in Abhängigkeit von den sächsischen. (Daselbst pag. 49.)

Mitte des sechzehnten Jahrhundertes wurde von den Besitzern von Sächsisch- und Böhmisch-Zinnwald der Bühnaustollen gebaut, welcher von sächsischer Seite her auf Zinnwald losgeht. Nach alter Weise wurde dieser Bau erhalten durch Abgabe des neunten Theiles der Erzproduction. [4]) Anfangs ging die Arbeit langsam. Die letzten zwei Decennien des 16. Jahrhundertes stand der Stollen sogar in Folge eines Rechtsstreites ganz stille und die Gewerken, welche das Wasser in ihren Gruben nicht mehr gewältigen konnten, mussten zu arbeiten aufhören. Seit 1596 aber wurde der Stollen wieder frisch in Arbeit genommen. [5])

Wie er derzeit vor uns liegt, hat er etwa 350⁰ Länge und bringt 40 Klafter Tiefe ein.

Bis zum Jahre 1868 blieb der tiefe Bühnau-Stollen die Lebensader des Bergwerkes; mit Haspeln wurde das Wasser aus den tieferen Baulichkeiten bis auf seine Sohle gehoben, während man die Erze ebenfalls mittelst Haspel durch die Schächte herausförderte. Da wurde im besagten Jahre der tiefe Hilfe Gottes-Stollen durchschlägig, welcher in einem 24 Klafter tieferen Horizonte liegt. Leider haben die letzten Jahre die Zinnproduction so sehr geschädigt, dass trotz dieser neuen Baulichkeit derzeit fast alles Leben in Zinnwald aufgehört hat.

Das Eigenthum an unserem Bergwerk war seit ältester Zeit zwischen den böhmischen Herrschaften Bilin und Clary und der sächsischen Familie Bühnau getheilt.

---

[1]) Hallwich: Graupen p. 34.

[2]) Trotz aller Verfolgungen hielt sich der Protestantismus im österr. Erzgebirge noch bis in die Zwanziger-Jahre des vorigen Jahrhunderts, wie ein Jesuit anno 1728 klagt (Hallwich p. 242).

[3]) Beyer; Otia metall. 1750, II, p. 54.

[4]) Zu Beyers Zeiten (Otia metall. 1751 II, p. 80) war dieses Neuntel getheilt zwischen Bühnau, Bilin und Clary. Nach Reuss (Mineral. Besch. v. Böhmen 1801, p. 776), musste der Stollen dafür ein Neuntel bis ein Siebentel zu den Aufbereitungs- und Schmelzkosten beitragen.

[5]) Lazarus Erker, citirt in Graf Sternberg's Geschichte des böhm. Bergbaues 1836, p. 475.

Ueber die Ausbeuten der früheren Zeiten wissen wir nichts; nur ganz allgemeine Angaben sind uns erhalten. So wissen wir, dass Zinnwald um die Mitte des 16. Jahrhundertes treffliche Ausbeute gab, [1]) während dessen Mutterstadt Graupen recht schlecht stand. Damals wurde der Bühnau-Stollen begonnen. Die letzten Decennien des 16. Jahrhundertes trat Wassernoth und Stillstand ein.

Nach einem neuerlichen Aufschwunge folgten die Schläge des dreissigjährigen Krieges. Erst um die Mitte des vorigen Jahrhundertes herrschte wieder Wohlstand.

Beyer (Otia II, p. 80) berichtet hierüber:

In dem sächsischen Antheil von Zinnwald werden jährlich 800 bis 900 Centner Zinn gewonnen. Die böhmische Seite zerfällt in den Bilinischen und Claryschen Antheil. Der Bilinische Antheil gibt 400 bis 600 Centner, der Clarysche bis 300 Centner jährlich. Die Bilinischen Einkünfte betragen etwa 3000, die Claryschen 1500 Kaiser-Gulden. Der Bühnauische (sächsische) Antheil gibt mehr als alle Beide. Bühnau baut selbst die besten Zechen mit 400—700 Thalern jährlicher Ausbeute. Ausserdem hat er den Zehent und für jedes Pochrad eine jährliche Abgabe von einem Gulden. Jedes Haus endlich zahlt jährlich einen Thaler. Er hat seine Schmelzhütte, wofür er Hüttenzins einnimmt, er gibt die Kohlen gegen eine bestimmte Taxe und ein Seitenflügel des Bühnau-Stollens wird von ihm allein gebaut, wofür er das Neuntel erhält. Der Hauptstollen und das Neuntel desselben sind Bühnau und den böhmischen Herren gemeinsam.

Von den einträglichsten Zechen kostet ein Kux über 100 Thaler und gibt jährlich 8% in Geld. Nimmt man das Zinn in Natur, so kann man noch mehr gewinnen.

Die Zechen, welche etwas mehr oder doch so viel Zinn abwerfen, als die Gewerken zuzahlen (welche also gerade nicht passiv sind), stehen per Kux auf 10 bis 20 Thaler und mehr.

Beyer schildert die Verhältnisse offenbar zu günstig, gibt auch die Ausbeute-Ziffern, wie wir später sehen werden, zu hoch an. Fast scheint es als habe er das Bergwerk zu einer Zeit besucht, da eine Hausse florirte.

Im Allgemeinen war die Rentabilität des Bergbaues schon zu seiner Zeit eine geringe. Nur die Herrschaft, welche die Abgaben bezog, machte ein sicheres und gutes Geschäft. Die Eigenlöhner verloren oft genug ihr Geld und ihre Arbeit, den Zehent aber mussten sie doch überdies bezahlen. Bis in unsere Zeit hinein reicht diese durchschnittlich unrentable Eigenlohn-Wirthschaft. Treffend schildert Herr Obersteiger Höniger die Zustände der armen Bergleute, wie sie noch in den vierziger Jahren bestanden:

„Von alter Zeit her besitzt fast jede Familie in der Gegend ihre eigene Hütte, etwas Feld und Wiese und ein paar Ziegen oder eine Kuh. Im Sommer gehen sie auf Holzarbeit oder suchen einen anderen Verdienst. Im Winter aber hören diese Einnahmsquellen auf. Da bot nun in früherer Zeit das Bergwerk eine vielfach aufgesuchte Unterstützung. Vier oder mehr Männer — etwa der Vater mit dem Sohne

[1]) Hallwich: Graupen p. 120.

und einigen Freunden thun ihre Arbeit und ihr bischen Spargeld zusammen und muthen ein Feld. Unverdrossen arbeiten sie darauf los und zahlen ihre Abgaben. Aber zehn setzen ihr bischen zu, einer macht eine tüchtige Ausbeute und drei oder vier gewinnen gerade den Lebensunterhalt."

Diese Wirthschaft des kleinen Capitals hat aufgehört, seitdem durch die Erschütterungen des Jahres 1848 neue gesellschaftliche Verhältnisse zur Herrschaft kamen. Das neue Berggesetz hat die Eigenlöhner-Wirthschaft beseitigt.

Im Jahre 1856 kaufte das Wiener Haus Jakob sämmtliche Antheile von Zinnwald zusammen, löste das Stollen-Neuntel mit 6000 Thalern ab und begann unter Wengeners Leitung einen schwunghaften Betrieb. Doch nur für kurze Zeit. Im Jahre 1865 machte das Haus Bankrott und wieder theilte sich der Besitz. Eine sächsische Gesellschaft kaufte den sächsischen Antheil für 6000 Thaler; die böhmischen Antheile wurden von der Herrschaft Bibil (Lobkowitz) für 1000 fl. (!) zusammengekauft. Einige Jahre lang ging die Production bei günstigen Zinnpreisen gut, jetzt ist zu Folge der tödtenden australischen Concurrenz überall Stillstand eingetreten.

Ueber die Art der Erzgewinnung habe ich nicht viel zu berichten. In der ersten Hälfte des Bühnau-Stollens sieht man noch ausschliesslich die grossen bis drei Finger dicken und 1·5 Meter tiefen Sprenglöcher, wie sie in früherer Zeit üblich waren. Derzeit und seit langem arbeitet man mit einmännischen Bohrern. Im Uebrigen hat die Weise des Abbaues keine wesentlichen Fortschritte gemacht. Man folgt, wie anderwärts erwähnt wurde, den Quarzlagern und Greisenschlieren, wodurch weite Höhlungen entstehen. Da das meiste Material gefördert wird, fehlt es an genügendem Versatz. — Nur an den nothwendigsten Punkten werden Steinmauern aufgeführt. Uebrigens muss man da und dort Gesteinspfeiler sammt den darin enthaltenen Erzen stehen lassen, um Brüche zu vermeiden. Trotzdem haben sich solche oft genug ereignet und wurde durch sie viel edles Erz verschüttet und somit der Gewinnung entzogen. Man würde viel zu viele Stempel anwenden müssen, wollte man auf diesen Brüchen vorwärts gehen. Da der Abbau der Lager übrigens im allgemeinen ziemlich niedrige Weitungen verursacht, greifen die Brüche nicht allzuhoch. Das Deckengestein trümmert höchstens 10—15 Meter stark nieder. Dann kommt der Bruch zum Stillstand, indem die hangenden Gesteinsmassen durch das unterliegende Getrümmer wieder gestützt werden. (Angabe von Herrn Obersteiger Höniger.)

Es ist natürlich, dass bei dieser Weise des Abbaues viel Erze stellenweise und in den verschiedensten Horizonten stehen bleiben. So kommt es, dass man dann und wann in längst abgebauten Flötzen wieder auf einen abbauwürdigen Fleck stösst. [1])

Ueber das Probiren der Hältigkeit und über die Aufbereitung im vorigen Jahrhundert berichtet Beyer (Otia p. 76):

---

[1]) Herr Schichtmeister Grumbt arbeitet derzeit in einem Tagebau auf einem derartigen Reste des Tage-Flötzes. Dort trifft man das Quarzlager in einem ganz grusig zerfallenden Greisen eingebettet.

Um zu wissen, ob der Greisen abbauwürdig sei, zerreiben die Bergleute eine Handvoll Zwitter (mit Zinnerz imprägnirten Greisen) und schlämmen dann. Bleibt ein groschengrosses Stückchen Zinnstein übrig, so gibt der Zwitter Ueberschuss. Bleibt nur so viel als ein 6 Pfenning-Stück, so trägts die Kosten.

Vor dem Pochen muss der Greisen meist, weil er sehr hart ist, gebrannt werden. Das Gepochte wird über den Planherd gewaschen und Oberes, Mittleres und Unteres gesondert. Das Obere ist guter Zinnstein, das Mittlere und Untere wird über den Glauchherd gewaschen und gibt $^1/_2$ bis $^1/_4$ Zinnstein. Aus dem guten Zinnstein schmilzt man $^1/_2$ bis $^2/_3$ reines Zinn. (Das Schmelzen dauert 24 Stunden.)

Ueber den Erzgehalt der Gesteine von Zinnwald berichtet Weissenbach (a. a. O. §. 11):

In Sächsisch-Zinnwald geben 60 Fuhren (die Fuhr = 15 Ctr.) Gestein 4—6, in seltenen Fällen 8 und selbst 16 Ctr. Zinn.[1] In Böhmisch-Zinnwald erhält man im Durchschnitt 6—8 Ctr. Zinn von 60 Fuhren Gestein.[2] Die reicheren Lager geben bis 10, ja 30 Ctr. Zinn. Ein Gehalt von 3 Centnern macht das Lager abbauwürdig. Die Erzlager, welche man im Porphyr antrifft, enthalten nur bis zu 2·5 Ctr. per 60 Fuhren ($^1/_4$%), sind demnach nicht abbauwürdig.

Nach Zusammenstellungen von Herrn Schichtmeister Grumbt war der Gehalt der Lager, welche von den Jahren 1854—1866 abgebaut wurden, in den angegebenen Jahren = $5^1/_6$, $3^1/_4$, $2^4/_5$, $3^1/_8$, $2^2/_3$, $2^2/_3$, $3^1/_2$, $4^1/_4$, $3^1/_2$, $3^1/_2$, $2^1/_2$, 3 und $5^1/_8$ per 60 Fuhren, also durchschnittlich über $^1/_3$%.

Der Gehalt des Greisen ist geringer; Herr Schichtmeister Grumbt rechnet 2 bis 3, höchstens 4 Ctr. Zinn auf 60 Fuhren. Trotzdem wurde der Greisenstock der Reichtroster Weitung noch um das Jahr 1820 eifrig bearbeitet. Nach Manès[3] waren damals in der Reichtroster Weitung allein 30 Arbeiter beschäftigt und lieferte diese Weitung jährlich an 100 Ctr. Zinn.

Ueber die Selbstkosten berichtet Herr Grumbt:

Die Gewinnung kostet im Greisen 40—45 Thaler per 60 Fuhren; in den Quarzlagern kommt sie billiger. Da die Stollen leider nicht zur Förderung geeignet sind, und da Wasserkraft mangelt, Dampfkraft aber zu theuer ist, muss man heute noch wie vor Jahrhunderten das Gestein durch die Schächte heraushaspeln. Dadurch kommt die Förderung sehr theuer, und zwar natürlich verschieden hoch, je nachdem ein längerer oder kürzerer Schacht zur Förderung dient. Im Albertschacht kommt die Gruben-Förderung auf 8—9 Thaler per 60 Fuhren, dazu kommen 4 Thaler Fuhrlohn bis zu den Pochwerken. Der Transport aus dem Reichtroster Schacht kommt hingegen auf 17—18 Thlr. und der Fuhrlohn bis zu den Wäschen kostet 7 Thlr.

Die Aufbereitung verlangt weitere 17—18 Thlr. für 60 Fuhren.

Die Schmelzung von 1 Ctr. Zinn kommt auf 3 Thlr.

---

[1]) Also durchschnittlich etwas über $^1/_2$% Zinngehalt.

[2]) Ein Gehalt von 0·66 bis 0·88%.

[3]) Manès: Ann. des Mines 1824, p. 468 gibt den Zinngehalt an mit 1·5 Ctr. Zinn auf 30 Fuhren (à 15 Ctr.) Greisen.

Zu diesen Kosten kommt noch der Transport des Zinnes zum Markt, ferner müssen wir die Zinsen des Anlagecapitales, die Verwaltungskosten und die Auslagen für Instandhaltung, Abgaben etc. in Rechnung bringen, und so stellen sich schliesslich die Selbstkosten für 1 Ctr. Zinn auf etwa 40 Thlr.

Man kann also in Zinnwald nicht so armes Gestein zu Gute machen, wie in Altenberg, eine Thatsache, die schon Bergmeister Becker im Jahre 1802 feststellte. Er gibt für jene Zeit an, dass man Gestein mit $^1/_3$% Zinn in Zinnwald nicht mehr verwerthen könne.[1])

Bei den jetzigen niedrigen Zinnpreisen muss sich Zinnwald auf die Auskuttung von Quarz und Wolfram beschränken, um das Leben zu fristen; nur bei sehr schlechtem Wetter zieht man sich mit der Arbeit in die Gruben zurück.

Wolfram und Quarz und nicht Zinn machen sich heute bezahlt. Das erstere Product wurde schon zu Charpentiers' Zeiten gewonnen und in den Fünfziger-Jahren in Folge der Preissteigerung eifriger aufgesucht. Die Selbstkosten sind derzeit gleich 3 Mark, der Verkaufspreis gleich 7 Mark.

Quarz kommt auf 56 Pfenninge und wird mit 80 verkauft.

3000 bis 4000 Centner Quarz und bis 100 Ctr. Wolfram werden jährlich ausgekuttet.

Die Daten, welche ich über die Production gesammelt, sind im Folgenden zusammengestellt:

	Sächsisch-Zinnwald	Bilinisch-Zinnwald	Clarysch-Zinnwald
1750 bis incl. 59 durchschn. per Jahr [2]) . . .	560	300—400 [3])	200
1760—1769 .	350	—	—
1770—1779 .	350	kl. Prod. [5])	—
1780—1789 .	480	—	—
1790—1799 [4]) .	400	—	140
1800—1809 .	250	—	200
1810—1819 .	330	—	140
1820—1829 .	200	—	130
1830—1839 .	150	—	120

[1]) Rathhausarchiv Freiberg.

[2]) Diese Durchschnitte stützen sich auf die Ausbeute-Zahlen, welche Herr Schichtmeister Grumbt aus den alten Zinnwälder Büchern ausgezogen hat.

[3]) Die Angaben über österr. Zinnwald sind aus Beyer (Otia p. 80) abgeleitet. Dort wird die Production von Sächs.-Zinnwald = 800 Ctr., die von B.-Zinnwald = 400—600 Ctr., die von C.-Zinnwald = 300 Ctr. angegeben. Da die erste Zahl nachweislich um $^1/_3$ zu hoch gegriffen ist, habe ich dasselbe auch für die anderen zwei Zahlen angenommen und sie entsprechend reducirt.

[4]) Die Angaben über den Claryschen Antheil von Zinnwald laufen von den Jahren 1794 bis 1849 und sind dem Claryschen Zehentbuche, welches sich im Besitze der Herren Schiller und Lewald befindet, entnommen.

[5]) Ferber: Beitr. min. Geogr. 1774, p. 132.

		Sächsisch-Zinnwald	Bilinisch-Zinnwald	Clarysch-Zinnwald
1840—1849	.	230 [1]	—	100
1850—1859	.	120 [2]	—	—
1860—1869	.	35 [3]	—	—
1870—1879	.	80	—	—

Jedenfalls ist die gegenwärtige Zeit mit ihren niederen Zinnpreisen nicht dazu angethan, eine schwunghafte Belebung des hiesigen Bergbaues zu versuchen; doch dürfte in nicht zu ferner Zeit, wenn die australischen Wäschen sich erschöpft haben werden, eine neue, gute Zeit für Zinnwald und die übrigen erzgebirgischen Zinnbergwerke beginnen. Dann wird es aber auch geboten sein, mit grösseren Capitalien, als heute angewendet werden, an's Werk zu gehen; es werden die Verbesserungs-Vorschläge, welche Sickel in einem Berichte über Zinnwald macht, zu beherzigen sein: [4])

Erstens wird man statt der längst antiquirten Schichtarbeit die Gedingarbeit [5]) einführen müssen. Zweitens wird der Bühnaustollen zu erweitern und für Förderung mit Hunden einzurichten sein, da die Haspel-Förderung auf den Schächten viel zu kostspielig ist. [6])

Leider muss, bis bessere Zeiten kommen, manche Familie in Zinnwald Noth leiden. Wie erwähnt, gehen die meisten Männer im Sommer auf Holzarbeit; auch verdingen sie sich bei den Bauern am flachen Lande. Im Winter haben sie in früheren Zeiten im Bergwerke einige Beschäftigung gefunden. In den letzten Decennien hat diese Erwerbsquelle aber aufgehört, und das Volk hat seitdem von der winterlichen Grubenarbeit sich abgewendet und eine Haus-Industrie geschaffen, welche allerdings das Brod nicht fett macht, aber doch über den Winter hinweghilft.

Es ist dies die Stroh-, bez. Holz-Flechterei. Anfangs der Fünfziger Jahre, als sich nur Wenige in dieser Weise beschäftigten, war der Verdienst ein guter. Eine geschickte Flechterin konnte per Tag bis zu einem Gulden verdienen. Heute gibt es kaum ein Haus, in welchem nicht sämmtliche Einwohner wenigstens in den freien Stunden die Flechterei betreiben.

Zu einer Zeit, da das Spinnen als Hausbeschäftigung betrieben wurde, kamen die Frauen mit dieser Arbeit gerne auf wechselseitigen

---

[1]) Während im Anfang der Vierziger-Jahre in Sächs.-Zinnwald Ausbeuten von 200 Ctr. vorkommen, sinkt die Ausbeute in den letzten Vierziger-Jahren auf 50 bis 25 Ctr. — Im Ganzen hat Sächsisch-Zinnwald im Laufe dieses Jahrhunderts mit Zubusse gearbeitet. Sickel gibt die Summe der Zubussen von 1800—1850 = 20.000 Thlr. an.

[2]) Seit 1849 wird im Claryschen Zehentbuche nur mehr Graupen notirt. Der Antheil an Zinnwald ist seit jener Zeit entweder erlegen oder zum Verkaufe gekommen (?). Seit 1852 haben sich die bedeutendsten Gruben von Sächsisch-Zinnwald vergesellschaftet. Seit dem Jahre 1855 erscheint Sächsisch-Zinnwald in den Ausbeutebögen von Altenberg.

[3]) Während der Sechziger-Jahre war die Production minimal, erst im Jahre 1869 schwang sich die Erzeugung plötzlich auf 120 Centner auf.

[4]) Dieser Bericht erliegt auf dem Schichtmeister-Amte zu Sächsisch-Zinnwald.

[5]) Ein Mann leistete in den Sechziger-Jahren in einer Schicht ($^1/_3$ Tag) höchstens 0·4 Fuhren gegen 9 Groschen Lohn.

[6]) Bezüglich der weiteren Details verweisen wir auf das Manuscript.

Besuch. „Auf die Rockenstuben gehen", hiess damals so viel, als sammt der Arbeit auf Plauderei ausgehen.

Heute wird in gleicher Weise Arbeit und Plauderei vereinigt, nur gehen jetzt die Mädchen statt mit dem Rocken mit einem Bündel feinen Bastes auf Besuch.

Tüchtige Flechterinnen können 2—3 Mandeln [1]) Geflecht im Tage liefern. Damit erarbeiten sie sich je nach dem Preise des Artikels 20 bis 30 kr. Nur in sehr günstigen Zeiten kann eine geschickte Flechterin im Tage einen halben Gulden verdienen.

Trotz des kärglichen Verdienstes ist diese Arbeit doch ganz populär geworden; denn sie verlangt kein grosses Capital, keine lange Lehrzeit, kann von allen Gliedern der Familie betrieben werden und lässt sich gut vereinigen mit vergnüglicher Plauderei.

5000—6000 Mandeln (à 12·5 Meter) werden in Zinnwald allein durchschnittlich in jeder Woche gefertigt. Die ganze Gegend auf fünf Meilen im Umkreis ist in gleicher Weise nicht minder thätig.

Gewiss ist es bedauerlich, dass gerade dieser Artikel solch fleissigen Leuten den Lebensunterhalt schaffen muss. Die Concurrenz mit Italien und mit den belgischen Maschinen-Flechtereien ist erdrückend. Ueberdies ist der Artikel sehr der Mode unterworfen. Sicherer Absatz und feste Preise sind also unmöglich.

Dieser Industriezweig hat sich offenbar schon übermässig ausgebreitet; er gewährt nicht mehr den nöthigen Lebensunterhalt und ist daher nicht mehr existenzberechtigt. — Wenigstens nicht in der heutigen Ausdehnung.

Ein müssiger Vorschlag zur Güte wäre es, wollte man das Publikum auffordern, diesem Industriezweig zu Liebe möglichst viele Strohhüte zu verbrauchen. Das wäre gerade so lächerlich, wie die ähnliche Zumuthung, die reichen Damen sollten durch grandiosen Spitzenluxus die Klöppelei heben.

Diese ernste Frage muss in einer ganz anderen Weise gelöst werden. Es kann sich nicht darum handeln, eine krankhaft übertriebene hypertrophische Industrie noch mehr auszubreiten; vielmehr müssen neue Beschäftigungsweisen eingeführt werden. Bei der Wahl dieser wird man jedoch vor Allem praktische Artikel, welche nicht so enormen Preisschwankungen unterliegen, in's Auge fassen müssen. Die Durchführung dieser Reformation wäre für unsere Handelskammern und den Staat eine zwar schwierige, gewiss aber nothwendige und dankbare Aufgabe. [2])

---

[1]) 1 Mandl = 15 Ellen = 12·5 Meter; das Geflecht wird in langen fortlaufenden Bändern gefertigt und in Handel gebracht. Aus diesen Bändern werden dann Hüte, Körbe u. s. f. zusammengenäht.

[2]) Andere unbedeutendere Zinnbergwerke dieses Gebietes führt Gmelin (Gesch. des Bergbanes, 1783, pag. 367) auf.

VIII. Der Bergbau von Altenberg.

Im Jahre 1458 soll ein Köhler, welcher seinen Meiler auf der Zinnkluft gebaut hatte, beim Ausstossen des Meilers Zinn angetroffen haben.[1]) Dies hätte den Anstoss zum Aufkommen von Altenberg gegeben, welches nach Bericht des Pirnaer Mönches rasch bis auf einige hundert Häuser angewachsen sein soll. Die ersten Gewerken waren zum Theile Graupner[2]) zum Theile Freiberger.[3])

Rasch blühte der Ort auf unter fortwährendem Zuströmen auswärtiger Bergleute. 1470 wurde dem Orte freier Markt bewilligt.[4]) — Wasserkünste werden angelegt und ein Stollen begonnen.

1543 wird der 800 Klafter lange Stollen, freilich erst nachdem er mehreremal ins Freie gefallen, ins Stockwerk durchschlägig.[5]) Zum grossen Theile war dieser gewaltige Stollen doppelt übereinander getrieben worden wegen der Ventilation[6]). 1545 waren die durch Feuersetzen im Stock entstandenen Höhlungen bereits so gross geworden, dass die Massen in einem nicht unbeträchtlichen Umfang zusammenbrachen.

Die Zertrümmerung der Gesteine reichte bis in die Tiefe von etwa 50 Klafter. Mit einem kleinen Einsturztrichter ging der Bruch zu Tage aus; bald sollte der Trichter weiter werden und endlich zur „grossen Pinge“ anwachsen.

Dass der Betrieb durch diesen Fall nicht lange gestört wurde, dass die Gewerken vielmehr mit verdoppeltem Eifer und grossen Mitteln weiter arbeiteten, zeigt die Thatsache, dass 1554 bereits eine grosse neue Wasserkunst fertig ist und dass 1566 noch eine zweite eingerichtet wird. In diese Zeit fällt auch eine wesentliche wirthschaftliche Aenderung.

Der Bruch hatte das Bergwerkseigenthum verschiedener Gewerken durcheinander geworfen. Die Folge davon war, dass die ehemaligen Sondereigenthümer nun zu einem Bunde sich vereinigen mussten. 90 Zechen verbanden sich im Jahre 1564 unter dem Namen Zwitterstocks-Gesellschaft.

---

[1]) Meissner: Altenberg 1747, p. 2.

[2]) Ein kurzer Bericht, welcher im Rathshause von Freiberg liegt, sagt: Im Jahre 1468 haben die Gewerken, welche zum grossen Theile auf Graupen gewohnt, das Wasser des Aschergrabens von H. Münzer von Lauenstein um 30 fl. erblich an sich gebracht.

[3]) Im Anhange des Manuscriptes zu Moller's Freiberger Annalen (im Dresdner Archiv aufbewahrt) findet man folgende Notiz: Die Gebrüder Röhlige, Bergleute zu Freiberg, haben den Zwitterstock ausgeschürft und ist der ältere Röhlige zu einem reichen Fundgrubner geworden und hat vom Grundherrn (v. Bernstein) ansehnliche Befreiungen erlangt. Als die v. Bernstein ihre Besitzungen dem Kurfürsten Ernest und Herzog Albrecht abtraten, haben diese Fürsten in einem Belehnungsbriefe von 1465 die alten Freiheiten der Röhlige bestätigt.

[4]) Meissner: Altenberg 1747, p. 145 f.

[5]) Im Rathsarchiv von Freiberg werden als Theilhaber im 16. Jahrhunderte angeführt der Kurfürst mit $^{5}/_{32}$, Freiberg mit $^{4}/_{32}$, Wolf von Embden mit $^{4}/_{32}$, Schönberg mit $^{2}/_{32}$, Maltitz, Bernstein, Bühnau, Schleinitz u. a. mit je einem Antheile.

[6]) Meissner: Altenberg 1749, p. 72 bis 75.

1568 erhielt Altenberg die erste gedruckte Zinnordnung,[1] ein neuer Beweis dafür, dass der oberste Betrieb des Bergwerkes durch den Bruch nicht lange unterbrochen worden sein kann. Es ist mir sogar sehr wahrscheinlich, dass gerade der Bruch grösseres Leben in das Bergwerk brachte; es musste ja den Bergleuten bald klar werden, dass der Bruch den zähen Felsen gar trefflich zerkleinert hatte und dass man nun viel Zeit und Holz ersparen konnte. Gewiss arbeiteten sie von nun an in den Zechen, welche noch im ganzen Gesteine standen, auch auf einen Bruch los. Und wirklich ereignete sich der zweite Tagebruch bereits im Jahre 1578.

Die Bergleute mögen es sich so gewünscht haben. Die Regierung aber betrachtete den Bruch als einen durch Nachlässigkeit eingetretenen Unglücksfall. Sie schickte 4 Cameralräthe und diese entsetzten alle Amtsleute ihres Dienstes.[2]

Die harten Strafen konnten doch keine neue Weise des Abbauens bewirken. Es wurde wie früher in den an die Pinge angrenzenden festen Massen mit Feuersetzen vorgegangen und dadurch grosse Höhlungen geschaffen, welche, da ja das Gestein im Ganzen gefördert wurde, leer blieben. So wurde denn weiter unterwühlt, bis im Jahre 1620 der dritte und grösste Bruch eintrat. „Da ist unser liebes Bergwerk alles in einen Haufen gegangen“ besagt der kurze Bericht im F. Rathsarchiv.

Ein heftiges Erdbeben wurde in der ganzen Stadt verspürt, das die Leute aus dem Morgenschlaf rüttelte. Alles lief zum Bergwerk und erfuhr bald, dass 24 Mann unten in den zertrümmerten Tiefen seien. Die Aufregung mag man sich vorstellen. Der grösste Theil der Leute aber hatte sich an einem sicheren Orte befunden und sie kamen bald zur allgemeinen Freude herauf. Noch weitere vier Mann wurden nach 4 Tagen heil heraufgebracht und nur ein alter Mann blieb verschollen. Von ihm sagte aber das Gerücht, „er habe besonders eifrig zum Weghauen der Bergfesten gerathen.“ So war er nun bestraft.

Der Bruch hatte alles Gestein nach Aussage der Bergleute von Ost gegen West in die Tiefe geschoben, weil 1. die Klüfte grösstentheils W. fallen und 2. der Abbau im Westen grössere Weitungen geschaffen hatte.

Der kleine alte Bruchtrichter hatte sich durch dies Ereigniss zu einer Pinge von 3800 Quadrat-Klafter Fläche erweitert. Eine Schmiede, welche nahe dem Rande des alten Einsturztrichters gestanden hatte, war in den erweiterten Zertrümmerungskreis hineingezogen worden.[3]

Der pecuniäre Schaden war diesmal gross, weil mehrere Schächte und Göpel mit in Trümmer gingen.

Und dies Ereigniss fiel unglückseliger Weise in eine ohnedies drückende Zeit. Welche Ursachen das Bergwerk damals schon drückten, lässt sich nicht ermitteln. Gewiss ist nur, dass es mit demselben schon seit dem Jahre 1613 schlecht stand. Nun kam der Bruch dazu und

---

[1]) Diese Daten findet man in Meissner: Altenberg 1747, p. 56, 75.

[2]) Kurzer Bericht im Rathsarchiv Freiberg.

[3]) Meissner: Altenberg 1747, p. 77 und 430.

in den dreissiger Jahren folgten Theuerung, Brand, Pest und Krieg. Das Elend hielt an bis 1663, von welchem Jahre an der Bergbau in Altenberg wieder langsam auflebt. [1])

Wie tief Altenberg sank und wie langsam die Stadt sich wieder erholte, zeigen uns am besten die Geburts- und Sterbe-Verzeichnisse, deren zehnjährige Durchschnittswerthe ich hier vorführe:

	Es wurden jährlich im Durchschnitte geboren:	Es starben jährlich durchschnittlich:
1620–29	80	70
1630–39	35	90
1640—49	20	20
1650—59	20	20
1660—69	30	25

Im Jahre 1632 war Holke eingefallen.

Im Jahre 1633 wüthete die Pest. Keine Ehe wurde geschlossen und während sonst an achtzig Frauen zur Niederkunft kamen, wurden in diesem Jahre nur sieben lebende Kinder geboren. 700 (1200?) Menschen aber fanden den Tod.

Im Jahre 1639 warfen die Schweden den Brand ins Bergwerk. Und lange wollte sich die Stadt nicht erholen.

Am Anfange des 17. Jahrhundertes hatte Altenberg 80 Geburten; Mitte des 18. Jahrhundertes hatte es sich erst wieder zu 200 Häusern und auf 40—50 Geburten aufgeschwungen!

Doch fahren wir in der annalistischen Skizze fort.

Die langsame Erholung wurde durch den Einsturz des tiefen Stollens unterbrochen (1653). Erst 1660 war der Umbruch vollendet und die Wasser flossen 2 Jahre lang durch das Sprengloch aus. Die letzten Decennien des Jahrhundertes vergingen ruhig.

Zu Anfang des vorigen Jahrhundertes wurde von den Stollen-Gewerken beschlossen, einen Flügelstollen gegen den Neufang zu treiben, um auch von diesen Gruben „den Neunten zu erlangen.“ Man hatte damals nur noch 18 Klafter festes Gestein zu durchbrechen. [2])

Am Gewerkentage 1722 [3]) wird die Klage ausgesprochen, dass der Stollen keine Ausbeute gebe, weil die Stollengesellschaft selbst eine Reihe armer Baue mit einem Deficit betreibe, welches die Einnahmen vom Stollen-Neunt übertreffe. Diese Klage wird wiederholt 1728, 1734 und 1742.

Auf dem Gewerkentage 1734 wird mitgetheilt, dass das Deficit, welches die Brennörter verursachten, halbjährig 500—800 Thaler betrage, und es wird gerathen, lieber die eigene Zinnproduction aufzugeben und sich mit dem sicheren Neunt zu begnügen.

Dies sind einige der wichtigsten Daten, bezüglich der allgemeinen Geschichte von Altenberg. Andere Thatsachen, welche nicht die allgemeine Entwicklung des Bergbaues betreffen, habe ich im Folgenden unter besondere Rubriken gebracht. Vorzugsweise habe ich Gewinnung und Ausbeute ins Auge gefasst.

---

[1]) Diese Daten sind einem Memorandum entnommen, welches dem Altenberger Ausbeutebogen von 1772 beigeheftet ist. (Oberbergamt Freiberg).

[2]) Gewerkentage v. 1717 u. 1718, Rathsarchiv Freiberg.

[3]) Sämmtliche Protokolle über die Gewerkentage der Stollen-Gesellschaft finden sich im Rathsarchive. Sie würden genügenden Stoff zu einer schönen historischen Monographie geben.

Ueber die Gewinnung wissen wir bereits, dass sie vom Anfang im festen Gestein auf Strecken vorging und dass man, wo gute Gesteine angefahren wurden, Feuer setzte, wodurch mit der Zeit je nach der Vertheilung der Erze im Gestein verschieden gestaltete Weitungen entstanden. Dies war der sogenannte Strecken- und Weitungsbau. Nachdem der Bruch eingetreten war, änderte sich natürlich die Art der Gewinnung. (Bruchbau.)

Ferber[1]) charakterisirt diese neue Methode trefflich:

Man zimmert in den niedergebrochenen Gesteinsmassen absichtlich sehr locker. Alle Stempel sind schief gezogen und verbogen und geborsten, was der Bergmann eben verlangt. Der Häuer hat die Bruchmassen nur zusammen zu raffen. Kann er in dem Bruchgestein nicht mehr weiter, so wird mit einer grossen Stange darin gerüttelt bis alles zusammenkollert. So gewinnt er alles lockere, vorrückende Material ringsum zusammen und rückt dem zu Folge an ein und demselben Orte oft in 6—8 Jahren kaum um eine Klafter vor. Kommt einmal ein mächtiges festes Gestein oder eine Wand vor, so wird Feuer gesetzt.

Jeden Augenblick kann das ganze Getrümmer irgendwo zusammenrollen und zusammenkrachen — darum kümmert sich der Bergmann nicht. Für etliche Groschen besteht er tägliche Lebensgefahr, welche anderswo auch den Beherztesten zurückschrecken würde.[2])

Leider haben sich die Bergleute diese leichtfertige Weise des Bauens und Zimmerns auch auf allen Stollen und Schächten angewöhnt (a. a. O. pag. 151).

Diese Art des Abbaues im Bruch wird gewiss einem Bergmanne, der an solides Gestein gewöhnt ist, widerstreben. Es ist aber gar kein Zweifel, dass Altenberg längst nicht mehr bestehen könnte, wenn das an sich arme Gestein nicht schon von Natur zerkleinert wäre. Die Kosten des Feuersetzens bez. Schiessens hätte das Werk nicht tragen können. Hören wir, wie die Stockwerks-Gesellschaft, welche in festem Gestein arbeitete, schon zu Anfang des vorigen Jahrhundertes über empfindlichen Holzmangel klagt. Die kurfürstlichen Hölzer reichten zur Kohlung nicht mehr hin[3]) und bei den Bauern musste man so hohe Preise für das Holz zahlen, dass man nicht bestehen könne. Es werden Massregeln getroffen, welche Holzersparniss bezwecken: Man solle das Holz auf ein ganzes Jahr vorkaufen, damit man trockenes, gut brennendes Material zum Feuersetzen habe. Man solle beim Feuersetzen nicht ganze Stämme, sondern gespaltenes Holz anwenden, weil letzteres bessere Hitze gebe. Endlich wird scharfe Auf-

---

[1]) Ferber: Neue Beitr. 1778, p. 139.

[2]) Ferber übertreibt die Gefahr. Ich habe die Ausbeutebögen durchgesehen, in welchen die Unglücksfälle in der Anmerkung regelmässig angegeben werden und da habe ich gefunden, dass manchmal durch mehrere Decennien gar keine Verschüttung vorkommt, was bei der Zahl der im Bruchbau arbeitenden Leute wirklich überrascht. Es scheint entschieden, dass das Einstürzen der Massen sich fast ausnahmslos durch gewisse Anzeichen anmeldet, so dass die Arbeiter sich zurückziehen können. Die Altenberger Bergleute bestätigen dies.

[3]) 260 Schragen von Gruben- und Kohlenholz von $^7/_4$ und $^8/_4$ Ellen Scheitlänge wurden gemeiniglich jährlich aus den fürstlichen Waldungen gegen billiges Geld bezogen.

sicht über das Personal anempfohlen. (Gewerkentage 1722, 1726, 1738 u. s. f.)

Der Holzmangel trieb die Gewerken, welche auf festes Gestein angewiesen waren, bald zu Versuchen, das Feuersetzen durch Sprengarbeit zu ersetzen. Begreiflicher Weise aber ging diese Substitution gerade hier besonders langsam von Statten, weil eben in den quarzigen Zinngesteinen das Sprengen auffallend wenig, das Feuersetzen hingegen besonders viel leistet.

Diese Thatsache allein — abgesehen von den technischen Schwierigkeiten des Sprengens — würde es erklären, warum das Sprengen in Altenberg so lange nur untergeordnete Anwendung fand. Hören wir die Berichte der Stollengesellschaft über die Anwendung des Pulvers in ihren Bauen:

1717 wird das Schiessen als seit längerer Zeit eingeführt erwähnt und betont, dass dabei nicht mehr so viel Gefahr sei, wie ehedem, dass man also den Lohn für die Sprengarbeit füglich etwas herabsetzen könne.

1736: Weil das Holz nicht mehr in der nöthigen Quantität zu bekommen ist, werden eine Reihe von Massregeln behufs Holzersparniss vorgeschlagen (s. oben). Der Referent fährt fort: Man solle auch versuchen, ob nicht vielleicht mit Bohren und Schiessen etwas auszurichten sei. Da die Altenberger Bergleute damit nicht gut umzugehen verstünden, sollten ein paar fremde Bergleute auf Probe genommen werden.

Dieselben Ausführungen kehren 1745 wieder. [1]) So zäh hielt man hier an dem allerdings rascheren und leichteren Gewinnen durch Feuersetzen fest.

Noch Anfangs dieses Jahrhundertes wird ziemlich viel mit Feuersetzen gewonnen.

Ueber die Masse des mittelst Feuersetzen bez. Sprengen gewonnenen Materiales finde ich folgende ältere Daten:

Gewerkentag 1745: 7 Hauer und 6 Knechte fördern in 4 Wochen 9 Schichten Zwitter.

Manès: Ann. des Mines. 1823, p. 338 f.

1. Mit Feuersetzen gewinnen 2 Mann eine Masse von 1 × 1 × 0·5 Toisen (25—30 Fuhren à 16 Ctr. Erzgestein) in 6 Wochen. Kosten = 18 Thlr. (In 8 Tagen wird also von 2 Mann 1 Cub.-Meter mit 18 Frc. Kosten gewonnen.)

2. Mit Pulver gewinnen 2 Mann eine gleiche Masse von 1 × 1 × 0·5 Toisen binnen 13 Wochen. Kosten = 35 Thlr. [2]) (Ein Cub.-Meter wird also durch 2 Mann in 17 Tagen gewonnen und kostet 40 Frcs.)

3. Im Bruchbau endlich gewinnen 2 Mann eine Masse von 1 × 1 × 0·75 Toisen (35—40 Fuhren Erzgestein) binnen 3 Wochen. Kosten = 10 Thlr.

---

[1]) Gewerkentage 1717, 1736, 1745, Rathsarchiv Freiberg.

[2]) Ob diese Angaben verlässlich sind, möchte ich bezweifeln. Die Kosten des Holzes unter 1. werden mit nur 2 Thaler angesetzt. Wären die Angaben bez. Zeit und Preis richtig, so hätte man gewiss nicht an eine Substitution des Feuers durch Pulver gedacht.

Die Billigkeit der Gewinnung spricht also entschieden für den Bruchbau; dass er wenig gefährlich sei, wurde bereits betont.

Aber doch ist diese Art des Abbaues angreifbar: Sie ist unökonomisch, weil durch sie das Material des Stockes immer ärmer und der Abbau immer unrentabler werden muss. Es wird nämlich schon auf den Strecken selbst eine Scheidung der reicheren und ärmeren Gesteinsorten durchgeführt; die reicheren werden gefördert, das taube Material lässt man an Ort und Stelle liegen. Wird nun auf einer tieferen Strecke Erzgestein zusammen gerafft, so rollt natürlich nebst hältigem Getrümmer auch jenes Gestein herbei, welches auf höheren Strecken schon ein oder mehrmal bei Seite geworfen wurde.[1])

Wir verlassen nun dieses Thema und berichten kurz über Aufbereitung, Erzgehalt der Gesteine und Selbstkosten.

Ein unschätzbarer Vortheil ist für Altenberg sein Wasserreichthum. Ein weiterer Transport des an sich armen Erzes bis zu Pochwerken würde die Selbstkosten über den Werth des gewonnenen Zinnes steigern.

900 Pochstempel stehen dem Werke zur Verfügung. Ein Stempel kann 18 Ctr. in 24 Stunden pochen. Hat man in einem Jahre durchschnittlich auch nur acht Wochen volles Wasser, so können doch 900.000 Ctr. Gestein zerstampft werden. Nehmen wir in der übrigen Zeit des Jahres auch nur $^1/_{10}$ der vollen Leistung an, so können wir in derselben doch halb so viel Material verarbeiten als oben angegeben wurde. Die Pochwerke reichen also hin, um die gesammte Zinnproduction auf 4000 Ctr. per Jahr zu bringen.

Ausser den Wasser-Pochwerken stehen Altenberg noch 120 Dampf-Pochstempel zur Verfügung. Doch ist das Heizungsmaterial so theuer, dass der Centner Zinn bei Anwendung des Dampf-Pochwerkes 12 Thaler theurer kommt, als bei Verwerthung der Wasserkraft. Diese Anstalt ist also nur bei sehr hohen Zinnpreisen rentabel.

Das Gebahren bei der Aufbereitung ist übrigens sehr primitiv; die erste Zerkleinerung des Materials geschieht noch immer heute wie vor Jahrhunderten mit dem Fäustel, statt mit Quetschwalzen, und die weitere Verarbeitung mittelst der Pochstempel ist entsprechend grob.

Ueber den Erzgehalt der Greisengesteine liegen mehrere Angaben vor.

1718 wird angegeben, $^1/_{60}$ Ort (60 Fuhren à 15—16 Ctr.) gäben 6 bis 6·5 Ctr. Zinnstein und hieraus schmelze man 2·7 bis 3 Ctr. Zinn.

1752 wird geklagt, dass, während man sonst aus $^1/_{60}$ Ort noch 2·7 bis 3 Ctr. Zinn geschmolzen, man jetzt nur 2 Ctr. erhalte. Der Steiger wird angewiesen, die hältigen Gesteine besser ausklauben zu lassen.[2])

---

[1]) Für die Art des Zusammenrollens der Bruchmassen vor Ort ist ein Unfall recht belehrend, welcher im Ausbeutebogen von 1772 notirt ist: In zwei Strecken übereinander wurde gearbeitet; da kam das Bruchwerk zwischen beiden Strecken ins Sinken und Rollen und ein Arbeiter, welcher auf der oberen Strecke arbeitete, wurde von dem niederwirbelnden Gesteins-Getrümmer erfasst und bis an den Hals hineingezogen. Man grub ihn aus und fand ihn merkwürdiger Weise wenig beschädigt.

[2]) Gewerkentage von 1718 u. 1752. Freib. Archiv.

Weissenbach[1]) gibt für das Jahr 1820 den Gehalt der Greisenporphyre des Stockes etwa = 0·33%, jenen der Zinnkluft = 0·2%. Ein Durchschnitt der letzten 20 Jahre gibt einen Durchschnittsgehalt von 0·28%.[2])

Ueber die Rentabilität und über Selbstkosten kann ich nur zwei Daten geben:

Becker[3]) berichtet, in Altenberg sei die Verarbeitung von Gestein mit 3 Ctr. Zinngehalt in 60 Fuhren (à 15—16 Ctr. 3%) noch rentabel.

Die Selbstkosten stellen sich derzeit wie folgt:

Die Gewinnungskosten des Gesteines sind inclusive Stollen- und Verwaltungskosten per 100 Ctr. etwa 3 Thlr., die Förderung kommt ebenso hoch, die Weiterverarbeitung (Aufbereitungs- und Schmelzkosten) kommt über 4 Thlr., mithin sind die Selbstkosten für 0·28 Ctr. Zinn gleich 10 Thlr. und der Centner kommt auf 35 Thlr. Unter diesen Verhältnissen arbeitet Altenberg derzeit natürlich mit Deficit.

Ueber die Ausbeute von Altenberg habe ich folgende Angaben gesammelt: [4])

In „alten Zeiten" sollen bis 8000 Ctr. Zinn per Jahr geschmolzen worden sein.[5])

Ferber gibt die etwas bescheidenen Ziffern 5000 bis 6000[6]) und berichtet, damals seien die Kuxe ($^1/_{16}$ oder $^1/_{32}$?) mit 5000 Thalern (wohl Gulden!) bezahlt worden.

Will man nicht überhaupt diese alten Ueberlieferungen nach dem Hörensagen verwerfen, so ist man gezwungen anzunehmen, auch in Altenberg seien Anfangs reiche Wäschen abgebaut worden. Aus dem festen Gesteine konnten Anfangs solche Massen nicht gewonnen werden, weil dies erstens eine gute Wasserwirthschaft und über 2000 Pochstempel voraussetzen würde.

Gewiss ist, dass schon zu Anfang des 16. Jahrhundertes eine verhältnismässig schwache Production bestand; denn Agricola führt Altenberg unter den Bergwerken an, welche früher reich waren. Mitte des 16. Jahrhundertes konnte die Production nicht viel über 2000 Ctr. betragen, denn der Stollen nahm nur 300 Ctr. ein und davon dürfte er doch ein gut Theil aus den eigenen Zechen bezogen haben.

In der zweiten Hälfte des 16. Jahrhundertes dürfte der Bergbau wesentlich gestiegen sein, wie wir aus Analogie mit der gesteigerten Zinngewinnung des tiefen Stollens schliessen dürfen. Die erste Hälfte des 17. Jahrhundertes stand das Bergwerk fast stille; erst seit den

[1]) § 8 der angeführten Schrift. Vgl. Manès Ann. des Mines. 1824. p. 594.

[2]) Nach Schillers Berechnung.

[3]) Becker's Bericht v. 1802, Rathsarchiv Freiberg.

[4]) Seit 1568 müssen gemäss der Altenberger Bergordnung (Art. 16) Quartalrechnungen gelegt worden sein. Am Oberbergamte zu Freiberg fand sich leider keine Rechnung, welche über die siebziger Jahre des vorigen Jahrhundertes zurückreichte. Die Gewichtsangaben laufen bis zum Jahre 1858 in Bergcentnern = 1·07 Zollcentner. Seit 1858 wird die Production in Zollcentnern angegeben. Meine Durchschnittszahlen sind nicht reducirt.

[5]) Notiz im Ausbeutebogen von 1772.

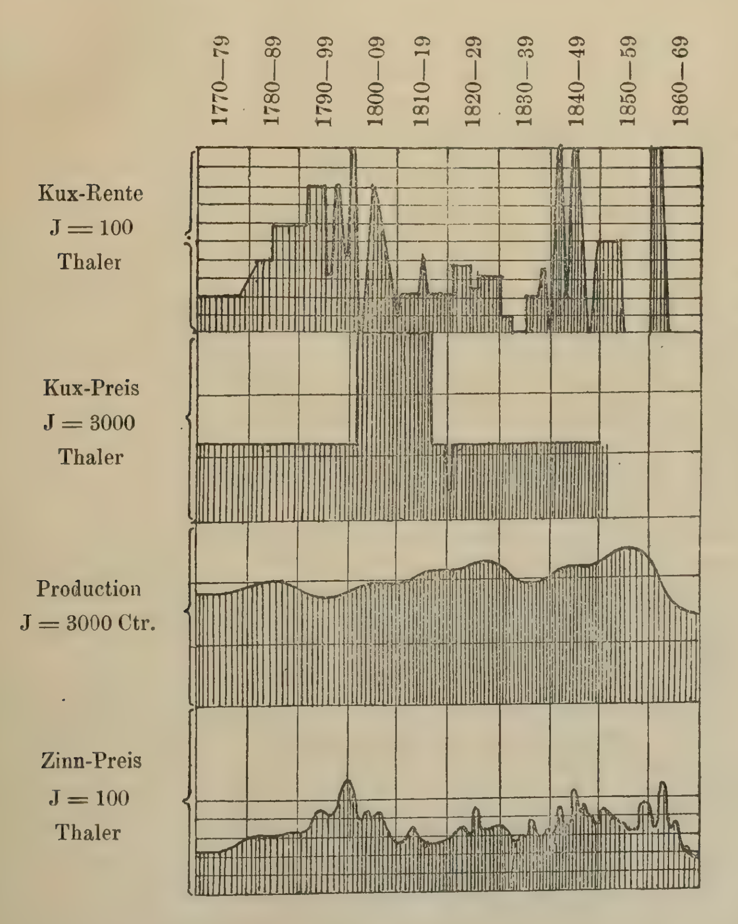
[6]) Ferber: Neue Beitr. 1778, p. 135.

sechziger Jahren erholt es sich langsam. In den ersten zwei Decennien des 18. Jahrhundertes war die jährliche Durchschnittsproduction = 1400 Ctr.[1])

Vom Jahre 1736 bis 1765 gab das Bergwerk im Durchschnitte 1500 bis 1600 Ctr. jährlich[2]) und langsam stieg dann die Production und hielt sich seit Ende des vorigen Jahrhundertes durchschnittlich über 2000.

Die Ausbeutebögen ergeben folgende zehnjährige Durchschnitte: [3])

Jahr	1770	1780	1790	1800	1810	1820	1830	1840	1850	1860—69
Zntr.	1700 1800	1960	1750	1830	2070	2280	1920	2160	2370	1650



Ich habe diese Productionen, ferner die Zinnpreise, die officielle Kuxtaxe und den Jahresertrag eines Kuxes in der

[1]) Meissner: Altenberg 1747, p. 467.

[2]) Ferber: (Neue Beitr. z. Mineral. Gesch. 1778 p. 156) gibt die Ausbeute von 1736—1765 = 45000 Centner.

[3]) Die Mannschaft betrug in diesen letzten 100 Jahren im ganzen Altenberger Revier durchschnittlich etwa 500.

beistehenden Figur graphisch dargestellt. [1]) Man sieht recht schön den Zusammenhang zwischen diesen verschiedenen Factoren. [2])

Die zehnjährigen Durchschnittserträge eines Kuxes, welche aus der Figur nicht entnommen werden können, sind für:

1770—79	1789	1799	1809	1819	1829	1839	1849	1859	1860—69	Jahr
20	50	60	40	20	25	15	56	30	40	Thlr.-Ertr.

Der hundertjährige Durchschnitts-Ertrag ist also pro Kux = 35 Thlr.

Der Kuxpreis war um 1700 = 1000—2000 Thlr. (Brückmann und Magnat I. p. 167.)

Vom Jahre 1854 an bis jetzt wurden jährlich, ausser den angegebenen Ausbeuten aus dem Bergwerke, auch noch 50—300 Thlr. pro Kux vom Herrschaftsbesitze der Stockwerksgesellschaft ausgezahlt und besonders notirt. (Durchschnittlich 170 Thlr.) Im Jahre 1868 verkaufte die Gesellschaft ein Gut für 600.000 Thlr.; im Jahre 1876 wird ein Gut für eine Million Mark verkauft und der Erlös an die Actionäre vertheilt.

Ob nach Verkauf dieser bedeutenden Besitzungen das Bergwerk noch wird floriren können, ist eine offene Frage, indem aus den Ausbeutebögen nicht ersichtlich ist, in welchem Verhältnisse das Bergwerk zur Herrschaft stand, ob etwa das Holz von der Herrschaft umsonst oder gegen billigen Waldzins an das Bergwerk abgegeben wurde etc.

Jedenfalls steht das Bergwerk jetzt an einem kritischen Punkte. Ich habe kein Urtheil darüber, ob es nothwendig sei, jährlich fort und fort grosse Massen Zinn mit Deficit zu produciren — das aber scheint mir gewiss und klar, dass, soll Altenberg weiterbestehen, wesentliche Reformen durchgeführt werden müssen.

Die Förderung, Aufbereitung und das Schmelzwesen verlangen Verbesserung und vor Allem wird eine Fusion der Stockwerks- mit der Stollen-Gesellschaft Platz greifen müssen. Die Zeiten sind wahrhaftig nicht so günstig, dass man zwei Verwaltungen zahlen könnte, wo eine genügte! —

Im Anhange an diese Darlegung will ich noch einige historische Daten über die ökonomischen Verhältnisse des tiefen Stollens zusammenstellen. Die Geschichte des Stockwerkes wird hiedurch wenigstens in einigen Punkten ergänzt.

Ich hatte gehofft, aus den Acten im Rathsarchive den Neunten bestimmen zu können, welchen der tiefe Stollen vom Stockwerk und

---

[1]) Das erste und vierte Intervall ist in je 10 Theile getheilt und repräsentirt das ganze Intervall I = 100 Thaler. Die zwei mittleren Intervalle sind dreitheilig und es ist hier $^1/_3$ eines solchen Intervalles = 1000 Centner Zinn bez. 1000 Thaler.

[2]) Zu bemerken ist nur, dass die Linie für die Zinnproduction desshalb so viel sanfter verläuft, als die Linien für Zinnpreise und Kuxerträge, weil ich in ersterem Falle die zehnjährigen Durchschnitte, in den zwei anderen Fällen aber die jährlichen Werthe eingetragen habe. Die Linie für die Kuxtaxe ist auffallend gleichförmig, obwohl ich hier die jährlichen Werthe eingezeichnet habe. Diese Antheile sind eben in festen Händen und deshalb nicht sehr variabel. Uebrigens wird seit 1818 in den Ausbeutebögen regelmässig bemerkt, die officielle Kuxtaxe gäbe nur beiläufig den Handelswerth der Kuxe an.

Neufang bezog. Hiemit wäre auch die Production von ganz Altenberg bestimmt gewesen.

Leider aber konnte ich nirgends den Neunten als solchen ausgeschieden finden. Nur die Zinn-Production der Stollen-Gewerkschaft ist verzeichnet. Diese Production aber bezieht sich auf verschiedene Quellen.

Wir wissen, dass der Stollen die Erze, welche er auf seinem Wege antraf, bis auf eine gewisse Erstreckung für sich gewinnen durfte; ferner konnte er natürlich geradeso wie jeder andere Gewerke muthen und sich mit Massen belehnen lassen, endlich bezog er als Abgabe den neunten Theil der Erze aus den Gruben, welchen er Luft gebracht und Wasser genommen hatte. Werden diese Posten nicht gesondert, so geben uns natürlich die Productions- und Ausbeute-Zahlen nur ein ganz allgemeines und verschwommenes Bild der ökonomischen Lage.

Ich will mich darum sehr kurz fassen und aus den langen Zahlenreihen, welche ich aus den Rechnungen im Freiberger Rathsarchive ausgezogen, nur diejenigen Durchschnittswerthe angeben, welche einen auffallenden Umschwung anzeigen:

Die Rechnungen laufen vom Jahre 1543, dem Jahre, in welchem der Stollen in das Stockwerk durchschlägig geworden. Von diesem Jahre an bis zum Jahre 1560 ist die durchschnittliche Zinnproduction des Stollens = 300 Ctr. Etwa die Hälfte dieser Production kommt zur Vertheilung an die Actionäre. In den sechziger Jahren steigt die Production des tiefen Stollens auf 350, 1570—79 auf 400, 1580—89 auf 470 und 1590—1600 erreicht sie das Maximum mit 500 Centner. [1])

Dann folgt in den nächsten zwei Decennien (Anfang des 17. Jahrhundertes) ein jäher Sturz auf 260 und 200 Ctr. und während des folgenden halben Jahrhundertes stockt die Erzeugung fast ganz. Erst während der Jahre 1700—1750 erreicht der Stollen wieder eine durchschnittliche Jahresproduction von 260—300 Ctr. Während der günstigen Jahre der Continentalsperre gelangt man sogar zu einer durchschnittlichen Production von 350 Ctr., wovon die Hälfte vom Neufang, welcher dem Stollen gehört, gewonnen wurde. In den folgenden Decennien hält sich die Production auf 300 und sinkt in den vierziger und fünfziger Jahren auf 270.

Die Rohproduction hatte also während des 17. Jahrhunderts einen vernichtenden Schlag erlitten und während des 18. und 19. Jahrhundertes sich in keinem Decennium auf die Höhe des 16. Jahrhundertes gehoben.

Noch übler aber steht es mit dem Reingewinne. Im 16. Jahrhunderte kamen jährlich zur Vertheilung 150 bis 200, ja 300 Ctr. Zinn. Im 17. Jahrhundert war arges Elend. Anfangs des 18. Jahrhundertes werden gewöhnlich nur einige hundert Gulden Ausbeute notirt und diese müssen meist in der Kasse bleiben zur Bestreitung der laufenden Auslagen. In der zweiten Hälfte des 18. Jahrhundertes

[1]) Im Jahre 1589 belegt der tiefe Stollen die Grube Barbara am Neufang, welche freigefahren worden war. 1592 erwirbt sie noch eine Grube am Neufange. Diese Daten zeigen, dass damals der Stollen selbst einen nicht unbedeutenden Bergbau trieb.

erscheint sogar oft nur erstatteter Verlag. Die mittleren Jahresausbeuten [1]) der letzten 100 Jahre sind pro Kux ($^1/_{128}$ Antheil):

Jahr	1770	1780	1790	1800	1810	1820	1830	1840	1850	1860	1870
Thaler	12	12	30	35	10	9	13	4	20	18	13;

im Durchschnitte also kamen in diesem Zeitraume jährlich 16 Thlr. Ausbeute auf $^1/_{128}$ Antheil. Dem entsprechend sollte man meinen, der Antheilschein müsse durchschnittlich etwa 300 Thlr. Werth repräsentirt haben. Doch stand der officielle Curs der Actien fast immer beträchtlich höher und schnellte bei günstigen Conjecturen sogar bis 600 empor, wie folgender Auszug zeigt:

Jahr	1770	1780	1790	1800	1810	1820	1830	1840	1850	1860	1870
Kuxpreis	220	250	370	600	470[2])	370	500	400	?	—	—.

Ich werde diese u. a. Thatsachen in einer späteren Arbeit besprechen.

IX. Der Bergbau von Graupen.

In einer der Schluchten, welche sich vom Kamme des Erzgebirges gegen die Ebene herabziehen, stehen zu beiden Seiten Häuserreihen. Mitten durch steigt die Post-Strasse allmälig auf, welche zum Mückenthurm hinauf und dann nach Sachsen führt. Alterthümlich und verraucht sehen diese holzgedeckten Häuser aus; die Mauern der Giebel sind aus Holz-Fachwerk aufgeführt; das Fachwerk selbst aber ist mit Lehm und Steinen ausgefüllt.

Das ist heute der Anblick von Graupen, einer Stadt, welche in den letzten Jahrhunderten des Mittelalters und im Beginne der Neuzeit eines üppigen Wohlstandes und weiter Berühmtheit sich erfreute.

Hier wurde das erste Zinnbergwerk des Continentes fündig, und von hier aus wurde der Zinnbergbau nach Zinnwald und Altenberg getragen.

Das Zinnbergwerk ging natürlich hier wie überall mit reichhaltigen Wäschen an. In dem Delta, welches sich vor der Graupner Schlucht ausbreitet, wurden die Zinnerze der höheren Regionen des Erzgebirges durch die fliessenden Gewässer abgelagert.

Bis in unser Jahrhundert hinein hat sich ein allerdings sehr beschränkter Wäschen-Betrieb erhalten und noch heute kann man trotz Bodencultur an einigen Stellen die Umrisse der alten Wäschhalden verfolgen.

Die Bahn von Maria-Schein hat auf einer langen Strecke dies zinnführende Delta durchschnitten und Schiller und Lewald, welche den Schutt untersuchten, fanden ihn noch so reichhaltig, dass sich die Arbeit des Waschens bezahlt machen würde. Doch kommt die Ablösung

---

[1]) Die Jahres ausbeuten selbst springen fast ebenso hin und her, wie jene vom Altenberger Stockwerk. Die zehnjährigen Mittel, welche ich hier mittheilte, geben hingegen natürlich ein viel ruhigeres Bild.

[2]) Bis 1814 blieb der Curs auf 600, fiel dann auf 500 und im Jahre 1817 auf 300, auf welchem Niveau er sich hält. Seit 1824 ist der Curs wieder mit 400 gezeichnet. 1829 geht er auf 500.

der Grundstücke in diesem Gebiete zu hoch, um eine Wiederaufnahme der Wäschen zu gestatten.

Wann die Wäschen gefunden wurden und wann man den Bergbau im festen Gesteine begann, lässt sich nicht feststellen; ja selbst die spätere Geschichte des Bergwerkes Graupen fehlt so gut wie vollständig, während man über die Entwicklung der Commune Graupen allerdings höchst werthvolle Nachrichten besitzt in Hallwich's Geschichte der Bergstadt Graupen. Ich hebe aus dieser Geschichte diejenigen Angaben hervor, welche sich auf das Bergwerk beziehen, oder doch Schlüsse auf das Leben des Bergbaues gestatten:

In die zweite Hälfte des zwölften Jahrhunderts fällt die Gründung des Benediktinerklosters bei Teplitz durch Judith, Gemahlin Wladislaw I. Zu dieser Zeit sollen auch nach Hajek [1]) die Graupner Zinnerze ausgeschürft worden sein. Mag diese Nachricht begründet sein oder nicht, gewiss ist, dass im Jahre 1241 bereits der Ruf von den guten und reichen Zinnerzen Böhmens nach England gedrungen ist.

Vom ersten Jahrhunderte der Graupner Geschichte verlautet weiter nichts. Anfangs des vierzehnten Jahrhundertes steht bereits ein ansehnlicher Ort da und Timon I. von Koldig baut die Rosenburg zu deren Schutz. In diese Zeit fällt die erste Blüte des Bergbaues. Viele Deutsche ziehen zu. Die Spitzhüte von Goslar machten herrliche Funde höher im Gebirg, liessen sich dort nieder und schon im Jahre 1379 steht, wo sie die reichen Gänge entblösst, der Ort Ober-Graupen. Koldig überlässt ihnen Wald und Viehtrift zur Nutzung. (Hallwich p. 8.)

Trefflich blühte damals das Bergwerk. Der Segengottes- und Kirschbaum-Schacht gaben 400 bis 800 Gulden pro Kux ($^1/_{32}$?). Damals waren die Kuxe wohl angenehm und wurde für einen Kux von den vielen zuströmenden Gewerken bis zu 700 Gulden [2]) gezahlt.

Doch nicht gar lange währte dieser reiche Frieden. Die grosse tschechische Bewegung brach los und überzog das ganze Land mit Vernichtung. Eine Stadt nach der andern fällt; im Jahre 1426 fallen Teplitz, Dux und Graupen. Nur die Rosenburg von Graupen widersteht.

Im Jahre 1429 wird von den Hussiten das Versäumte nachgeholt; die letzten Reste der Stadt und auch die Burg werden in den Staub geworfen.

Diese Schläge waren arg, doch konnten sie die alte gesunde Kraft der Bürger nicht vernichten.

1436 steht die Burg wieder und rasch erhebt sich auch die Stadt aus den Trümmern. Neuerdings fliessen gewaltige Reichthümer aus 100 Schächten und Stollen den Bürgern zu. (p. 26.) Dies ist die zweite Blütezeit. Immer weiter breiten sich die Werke aus und ringsum im Gebirge wird geschürft nach neuen Schätzen.

In dieser Zeit werden Zinnwald und Altenberg fündig, Mitte des 15. Jahrhundertes bestehen die Seifen (Wäschen) von Zinnwald; zu Ende des Jahrhundertes wird auch bereits Grubenbau betrieben. Die Werke gehören den Graupnern.

---

[1]) Hajek ed. Sandel p. 324.

[1]) Der spätere Chronist setzt die zu seiner Zeit giltigen Thaler irrthümlich an Stelle der alten Gulden. Hallwich p. 17.

Im Jahre 1458 wird von Graupen aus am Altenberg Zinn erschürft und daselbst von den Graupnern im Vereine mit der Familie Röling „mit tapfrer Unkost“ das Bergwerk erhoben [1]). Grosser Reichthum fliesst den Gewerken von diesem gewaltigen Zinngebirge zu.

Während die Bürgerschaft so mächtig sich entwickelt, sind die gewaltigen Koldig langsam herabgekommen; sie haben in den Kriegen viel verloren und sind verschuldet. Der letzte Timo von Koldig, welcher zu Ende des 15. Jahrhundertes Herr der Stadt ist, wird für die Schicksale dieser Commune bedeutungsvoll. Im Anfange seiner Wirksamkeit erweist er sich als freigebig und manches dankt die Stadt seinem wohlwollenden Sinne. Später aber wird er zum wüsten Verschwender und, um sich nur über Wasser zu halten, greift er zu allen möglichen Mitteln, bis er endlich Kopf und Berg und Vermögen verliert und in Elend verkommt.

Unzählige Male muss die Stadt seine Schulden zahlen, schliesslich werden sogar die geistlichen und Waisen-Gelder angegriffen — immer gegen Ritter-Parole. — Rückzahlung der Schulden ist dem verkommenen Manne unmöglich; darum gibt er der Stadt an Zahlungsstatt eine Freiheit nach der andern.

So wird sie zwar eine der selbständigsten Städte jener Zeit, richtete sich aber zugleich finanziell zu Grunde. (p. 42 Hallwich.)

Der Ertrag des Bergwerkes kann damals nicht gross gewesen sein; denn in Agricola lesen wir: „An Zinn waren einst reich Altenberg, Ehrenfriedersdorf und Graupen; noch ist es Schlaggenwald. [2])“

Nach vielem Wechsel der Besitzer wird die Stadt endlich im Jahre 1546 königlich, nachdem der letzte Besitzer als Rebell geächtet und verjagt worden war.

1549 wird fast bei allen Zinnbergwerken des Erzgebirges die Zinnablösung eingeführt. Doch steht es den Gewerken frei, wenn sie leichter bei Privaten Verlag bekommen, diesen zu wählen. Leider besteht diese Einrichtung nur kurze Zeit. Die Verluste des Verlegers zwangen denselben nach 5 Jahre vom Vertrage zurückzutreten. (p. 120).

1557 wird ein Vertrag mit Leipziger Kaufherren abgeschlossen und der Kaufpreis des Zentners Zinn für die nächsten 3 Jahre mit 11 fl. 36 kl. Gr. festgestellt; 1560 schliessen die Graupner einen Contract mit 13 fl. per Ctr. ab. [3])

Um diese Zeit werden mehrmals Verbote der Zinnausfuhr erlassen, dann wieder ganz oder theilweise aufgehoben. Kurz, es herrscht von nun an ein unerquickliches, geradezu demoralisirendes Schwanken der Gesetzgebung. Natürlich wurde das drückende Verbot in allen Weisen umgangen und es ist kein Zweifel, dass das Schmuggeln, welches sowohl zu besseren Preisen verhalf, als auch den Zehenten ersparte, damals gewaltig florirte.

Seit 1579 kauft die Stadt von dem finanziell immer bedrückten Kaiser einen grossen Ort der Umgebung nach dem anderen, wodurch die Bürger gar stattlich freie Herren wurden.

---

[1]) Monachus Pirnensis.
[2]) Agricola: Bermannus 1528. Uebersetzt von Scheidt 1806. pag. 61.
[3]) Gf. Sternberg: Geschichte der böhm. Bergwerke 1836. p. 479.

Unter diesen Verhältnissen hob sich die Zinnproduction allmählig bis auf 500—600 Ctr. per Jahr. (p. 163.)

Diese dritte und letzte Blüthezeit Graupens ging zu Ende mit dem Beginne des 17. Jahrhundertes.

1615 erfährt die Stadt das allerdings Unglaubliche: der Kaiser habe die freie Bergstadt Graupen an Sternberg verschenkt.

Ein geharnischter Protest der Bürgerschaft war die Antwort auf diesen Act, welcher jedem Rechte ins Gesicht schlug.

Der Kaiser gab dem Protest kein Gehör und befahl Lobkowitz, die Graupner ungesäumt zur Unterthänigkeit einzuführen. Von der Hofkanzlei aber erfloss gleichzeitig ein armseliges Schreiben, welches etwa so wie freundliches Beileid klingt. Dieses Schreiben betont, dass die Schenkung bereits vollzogen sei und macht die Bürger darauf aufmerksam, sie hätten den Protest einreihen müssen, bevor die Schenkung stattgefunden. Uebrigens möge sich die Bürgerschaft trösten, indem sie ja durch die Verschenkung in keiner Weise beschwert werden solle. [1])

Von dieser Zeit an geht es mit der Blüthe der Stadt rasch abwärts. Der Ertrag der Bergwerke sinkt [2]) unter 400 Ctr. und bald stockt er ganz, indem jetzt ununterbrochen das Elend des grossen Krieges, die bejammernswerthe Rekatholisirung und der Process um die verlorene Freiheit am Lebensmarke der wackern Bürgerschaft fressen.

Wie die Stadt nach dem langen Kriege aussah, besagt ein Bericht [3]) vom Jahre 1649:

„Die Häuser stehen wüst und fallen ein; die Leute sind hinaus ins Elend und an den Bettelstab entlaufen, oder Hungers und Kummers gestorben."

Seit 1616 ist die Knappschaft verschwunden.

Und bei diesem Stande der Dinge befiehlt und droht der neue Herr der Stadt bei harter Strafe binnen kürzester Frist das Bergwerk wieder zu bebauen und die Abgaben zu zahlen!

So jammervoll steht jetzt die Stadt vor uns — und trotzdem führt sie mit zähem Trotze den Process um ihre Freiheit fort und schickt Gesandtschaften und Gelder an die kaiserliche Kanzlei. Die Gelder werden angenommen und alles bleibt beim Alten.

So geht die elende Wirthschaft fort, bis im Jahre 1710 Clary-Aldringen die Stadt erkauft. Unter ihm erst hebt sich die Production wieder allmählig.

Ueber die damalige Ausbeute des Mückenberges bestehen noch Nachrichten [4]). Sie erlauben uns zu schliessen, dass die allgemeine Production nicht ganz unbedeutend gewesen sein müsse. [5])

---

[1]) Hallwich p. 153.

[2]) Sternberg (Gesch. d. böhm. Bergwerke 1836 p. 486) gibt an, die Ausbeute sei Anfangs des 17. Jahrhunderts gering gewesen.

[3]) Hallwich p. 160.

[4]) Ausbeutebücher des Mückenberger Baues im Besitze von Schiller und Lewald.

[5]) Schiller und Lewald schätzen die Production von 1730 sogar über 1000 Ctr., gestützt auf eine Angabe über Schlackenablieferung. Hallwich: Graupen p. 13.

Die Rechnungen sind klar geführt in folgender Art:

1714 ist gemacht worden	90	Ctr. Zinn
davon abgezogen der Zehent . . .	9	„ „
dies gibt bei einem Zinnpreise von 30—33 Gulden eine Einnahme von	2925	fl.
die Ausgaben betrugen	2495	„
bleibt Gottlob an klarer Ausbeute	430	fl.

In den folgenden Jahren bis 1720 werden durchschnittlich pro Jahr 100 Ctr. Zinn gewonnen und ein Reingewinn von nahezu 500 fl. per Jahr erzielt.

Zu diesen besseren Erfolgen des Bergbaues gesellt sich nun auch ein bedeutender Fortschritt der Gewerbe; so belebte sich die Stadt allmählig wieder.

Anfangs dieses Jahrhundertes hat Graupen wieder 250 Häuser mit 1400 Einwohnern, von denen sich 200 durch Industrie ernähren. Das ist doch ein wesentlicher Fortschritt, wenn man an den Zustand der Stadt um die Mitte des 17. Jahrhundertes zurückdenkt.

Von nun an haben wir verlässliche Angaben über die Zinnproduction. Ich lasse hier die zehnjährigen Durchschnitte beifolgen:

1790—1799 [1]	durchschnittlich	per	Jahr	400	Ctr.
1800—1809	„	„	„	380	„
1810—1819	„	„	„	310	„
1820—1829	„	„	„	340	„
1830—1839	„	„	„	320	„
1840—1849 [2]	„	„	„	270	„
1850—1859 [3]	„	„	„	180	„
1860—1869 [4]	„	„	„	120	„
1870—1878 [5]	„	„	„	200	„

Ueber Gehalt der Erze, Gewinnung und Verarbeitung haben wir nur sehr wenige Nachrichten.

Das angeführte Rechnungsbuch gibt die von 1727—1734 geförderte Gesteinsmenge gleich 70.000 Centner an. Hieraus wurden mit einem Aufwande von 16.000 fl. 937 Centner Zinn geschmolzen. Der mittlere Gehalt war damals also gleich 1·3%.

In der unverritzten Tiefe soll der Gehalt sogar auf 3% sich stellen [6].

---

[1]) Diese Daten stützen sich auf das Clarysche Zehentbuch im Besitze von Schiller und Lewald. Die Angaben laufen daselbst von 1794 bis incl. 1855.

[2]) Die Grube Filippi im Steinknochner Revier hat vom Ende des vorigen Jahrhunderts bis Mitte dieses Jahrhundertes allein über 1000 Centner Zinn geliefert.

[3]) In den ersten 6 Jahren (den letzten Jahren des Claryschen Besitzes) war die Production auf durchschnittlich 140 Ctr. p. Jahr gesunken. In den folgenden vier Jahren unter Winkens hob sich dieselbe auf durchschnittlich 250 p. Jahr.

[4]) 1861—1864 war die Production fast = 0, indem Winkens in Folge privater Verhältnisse den Betrieb sistiren und verkaufen musste.

[5]) 1870 und 1871 stieg die Production bis 500 Ctr., sank dann aber und wurde in den letzten Jahren in Folge der Zinnpreise auf ein Minimum reducirt. Dafür aber wurden immer grössere Massen importirten Zinnes verarbeitet, und so der Ausfall am Bergwerke durch industrielle Leitung gedeckt.

[6]) Lewald in Hallwich's: Graupen, Beilagen p. 19.

Mit Pulver dürfte noch im vorigen Jahrhunderte ziemlich wenig gearbeitet worden sein, und die Aufbereitung und Verhüttung hat seit dem 16. Jahrhunderte kaum einen Fortschritt gemacht. [1])

Wir treffen im ganzen Gebiete weit ausgedehnte und tiefe Baue.

Der bedeutendste ist der Dörrholz-Stollen. Unterhalb der grossen westlichen Ausbiegung der Post-Strasse, welche nach dem Mückenberge führt, etwa auf halbem Wege zwischen Graupen und Ober-Graupen sehen wir eine riesige Buche. Sie steht auf der Halde des genannten Stollens. Nach Ueberlieferungen soll dieser Stollen sogar den Mückenberger Bau erreicht haben. Der leichteren Arbeit wegen haben ihn die Alten auf der blauen Kluft getrieben. 322 Klafter vom Stollen-Mundloch traf er auf den Dreihäspler-Schacht und von diesem aus ging in einem 46 Klafter höheren Niveau ein Stollen auf eine Entfernung von 464 Klaftern bis unter die Mückenberger Pinge. Dieser zweite Stollen stand dort in Zusammenhang mit dem Glanzer-Göpelschacht, welcher vom S. Rande der Mückenberger Pinge niedergeht. [2])

Dass dieser alte Bau zum mindesten seit den Zeiten des dreissigjährigen Krieges erlegen ist, beweist die grosse Buche, welche auf seiner Halde wächst. Erst in den letzten Jahren hat man das Gebiet der grossen Pinge vom Mückenberg in annähernd gleicher Tiefe mit einer Strecke angefahren. [3])

Eine solche Ausdehnung der alten Stollen beweist besser als Urkunden den schwunghaften Betrieb des Bergwerkes. Noch im vorigen Jahrhunderte, zu einer Zeit, da die Blüte von Graupen doch schon längst vorbei war, bestanden 150 Zechen [4]), aber freilich wurden diese, wie Ferber berichtet, sehr armselig betrieben; die Häuer waren zumeist die Gewerken selbst. [5]) Es traten nun veränderte Lebens- und Betriebsverhältnisse ein.

Vor Einführung des neuen Berggesetzes waren die Bergleute alten Privilegien gemäss militärfrei. Das war für viele die Veranlassung sich dem Bergbaue zu widmen. Dazu gesellten sich die Motive, welche wir im Abschnitte VII ausgeführt haben. Der Bergbau gab eben für den Winter Unterstand und kärglichen Unterhalt. Desshalb hatte sich die Production trotz der ungünstigen Verhältnisse des Betriebes im kleinen und trotz der bedeutenden Abgaben an den Grundherrn auf einer erträglichen Höhe gehalten.

Mit der neuesten Zeit hat sich das geändert. Der Bergbau wird jetzt mit Capitalien betrieben, welche einen wahrhaft ökonomischen Betrieb gestatten. Der kleine Mann, welcher sich früher so oft an dem verlockenden, durchschnittlich aber unrentablen Unternehmen verblutet hatte, ist jetzt, gewiss zu seinem Vortheile, vom Betriebe zurückgedrängt. Er ist Arbeiter geworden und das Risico, das Ueberdauern schwerer Zeiten und der Ueberblick der Concurrenz- und

---

[1]) S. die Nachweise in Hallwich Graupen, Beilage p. 12.

[2]) Diese Angaben stützen sich nur auf Ueberlieferung. Schriftliche Aufzeichnungen und Grubenkarten aus dieser alten Zeit fehlen.

[3]) Die Sohle der derzeit betriebenen Dreimichler Baue liegt etwa 10 Klafter über dem Niveau der oberen Fortsetzung des Dörrholz-Stollens.

[4]) Schiller und Lewald besitzen die bez. Grubenkarte v. J. 1704.

[5]) Reuss. Min. Beschr. v. Böhmen 1801, pag. 740.

Absatz-Verhältnisse liegt dem hierzu besser geeigneten Capitalisten ob. Kurz, in all diesen Beziehungen sind die Verhältnisse gesünder geworden.

Doch folgte leider fast unmittelbar auf diese innere Verbesserung und nach kurzem Aufschwunge ein gewaltiger Gegenschlag, Es ist nicht genug, dass eine allgemeine wirthschaftliche Calamität hereinbricht, welche allen Verkehr lähmt — zum Ueberflusse müssen auch noch gerade zu dieser bedrängten Zeit die australischen Zinnwäschen entdeckt werden, welche ihren Schatz auf einen Markt schütten, auf dem ohnedies nur viele Verkäufer, aber wenige Käufer erscheinen.

Sehen wir auf die Verhältnisse der Arbeiter und dann auf die in Cap. 8 gegebene Zinnpreis-Tabelle, so werden wir ein Bild des gewaltigen Aufschwunges und des Rückschlages erhalten.

Ende der fünfziger und in den sechziger Jahren erhielt der Arbeiter in den Zinnbergwerken 60 kr. per Tag. Dieser Lohn stieg Anfangs der siebziger Jahre rasch bis über einen Gulden. Ja, in den Kohlenbergwerken, welche damals in namenloser Hast gesucht, gegründet und belegt wurden, erhielt der Arbeiter, der dringenden Nachfrage entsprechend, noch ungleich mehr. Ein geschickter Häuer kam dort wohl auf 100 fl. per Monat. Das war eine Zeit des Uebermuthes! Der Arbeiter war ungleich besser gestellt, als der ihm vorgesetzte Beamte. Aber es fiel ihm durchaus nicht ein zu sparen, sondern Alles wurde verjubelt. Der Montag war allemal blau und der Vorgesetzte bekam es oft genug zu fühlen, dass er die Arbeiter brauche, die Arbeiter aber nicht ihn.

Da kam es wohl auch vor, dass der Obersteiger oder Schichtmeister, wenn er am Sonntag ausspazierte, seinen Arbeitern begegnete, wie sie im Fiaker einhertrabten. Und sie lachten und tranken eine Flasche Wein aus und warfen sie aus dem Wagen dem armen Herrn Vorgesetzten zur Mahnung, dass jetzt der Knecht Herr sei.

Da kam der Krach und die protzige Gesellschaft, welche ihren eigenen Werth und die ihres Vermögens bis ins Unglaubliche hinaufgeschätzt hatte, verlor nun eben so vollständig den Glauben an sich selbst, wie sie vorher dessen zu viel gehabt. Sie verlor Kopf und Vermögen.

Da stürzte Alles und die Nachfrage nach Gütern und Arbeit stockte. Und rasch sanken die Löhne und sind heute so niedrig, wie Anfangs der sechziger Jahre, das ist auf 60 kr. in den Zinnbergwerken und auf 1 fl. in den Kohlengruben. Mit diesem Gelde aber, welches dem Arbeiter vor 20 Jahren eine behagliche Existenz gesichert hätte, kann er sich heute bei dem viel höheren Preise aller nöthigen Waaren kaum durchbringen.

Und doch kann trotz alledem behauptet werden, dass die inneren Verhältnisse für den Bergbau ungleich günstiger sind als vor dem neuen Berggesetz. Der Krach und die australischen Wäschen schädigen unser Bergwerkswesen tief, das ist gewiss; aber das sind nur äussere Bedingungen, welche mit der inneren Lebensfähigkeit unseres Bergwerkes nichts zu thun haben. Diese äusseren Verhältnisse werden mit der Zeit vorübergehen und dann wird das Bergwerk auch wieder zeigen, dass es lebensfähig ist.

Die Wäschen werden sich, wie dies bekanntlich im Wesen dieser Vorkommnisse begründet ist, bald erschöpfen. [1]) Alles wirft sich jetzt auf diese reichen, aber wenig nachhaltigen Quellen. Der Markt wird überschwemmt. Die Preise sinken und stürzen. Die Industrie bemächtigt sich des edlen Materiales und führt es mannigfaltigen, neuen Bestimmungen zu. Die Welt lebt sich in die neuen Verhältnisse ein. Der Strom, welcher im Anfang für die kleine altgewöhnte Strasse zu mächtig war, schafft sich bald ein grösseres Bett. Der Ueberfluss wird zum Bedürfniss.

Nun kommt die Zeit, da die Wäschen spärlicher schütten. Der Bedarf kann nicht mehr vollauf befriedigt werden. Die Preise steigen und nun beginnt die Periode des Wiederaufschwunges für unsere Bergwerke. Sie können wieder leben.

Eine Concurrenz mit den Wäschen war, so lange diese vollauf schütteten, unmöglich. Man schlägt das Erz nicht mühsam aus hartem Stein, wenn man es vollauf im Sande findet. Ist es aber im Sande alle, dann muss man wohl wieder im Berge bauen und in dem Masse, als die Seifen verarmen, wird der Bergbau wieder aufblühen. Allerdings werden später auch die Gesteine ausgebeutet werden, aus welchen das australische Wäschen-Zinn stammte; das aber wird wohl keinem unserer Bergwerke die Existenz zerstören. Es liegen bisher keine Daten von einem besonderen Reichthume der dortigen anstehenden Gesteine vor und der Reichthum des Wäschen gibt keinen Anhaltspunkt. Auch unsere Wäschen haben seinerzeit grosse Schätze geschüttet und manche Wäsche war reich, deren Muttergestein sich gar nicht ergiebig erwies.

Und mögen die australischen Bergwerke sich immerhin reich erweisen! Geht nur erst einmal dort der Bau ins feste Gestein, so werden wir ganz gut bestehen können.

Es ist eine unnöthige Befürchtung, die Concurrenz mit den australischen Bergwerken werde unsere Production hemmen, wie uns derzeit die australischen Wäsche-Ausbeuten niederdrücken. Zinn ist ein viel zu verwerthbares und edles Metall, als dass eine einfache Mehrproduction den Preis des Metalles dauernd herabsetzen könnte. Nur jetzt, wo plötzlich und zwar gerade während einer wirthschaftlichen Nothlage unerhörte Mengen von Zinn auf den Markt strömen, ist der Preis weit unter den wahren Werth der Waare herabgedrückt.

Wir sind noch nicht zu Athem gekommen, unser Bedarf hat sich dem Zuflusse noch nicht angepasst. Das aber wird geschehen, selbst wenn die Gesammt-Production in fernerer Zukunft zu Folge des Angehens des australischen Bergwerks sich auf die Dauer verdoppeln oder verdreifachen sollte.

Ist nur einmal der ärgste Schwall, der von den neuen Wäschen kommt, vorüber, so wird bei vermehrtem Bedarfe auch der Zinnpreis sich wieder heben und dann werden wir auch concurrenzfähig sein.

Bei gleichen Productions-Bedingungen werden wir die vermehrte Concurrenz wohl ertragen.

---

[1]) S. Suess: Zukunft des Goldes p. 51.

Das ist die Ansicht, welche sich bei mir gebildet hat, nachdem ich viele Zinn-Bergwerke des Erzgebirges besucht und deren Geschichte studirt hatte.

Leider muss ich mir aber gestehen, dass diese Ansicht für die nächste Geschichte des Zinnbergbaues ganz bedeutungslos bleiben wird, indem das Publikum mit dem Bergwerksbesitze ebenso unverantwortlich spielt, wie mit den verwerflichsten Börsepapieren. Käufer und Verkäufer jagen einander zwischen schwindelhafter Hausse und trostloser Baisse hin und her.

So war es und so wird es wohl auch noch lange Zeit bleiben. Wir können die herrschenden Anschauungen nicht ändern und müssen wohl der jetzt herrschenden Baisse ihren, für manches Vermögen vernichtenden Lauf lassen.

Inhalt.

Die Tertiärablagerung von Waldböckelheim und ihre Polyparienfauna.

Von Dr. A. v. Klipstein.

Obwohl die isolirte Tertiärablagerung von Waldböckelheim sich eines gewissen paläontologischen Rufes erfreuet und viele Sammlungen mit den dort vorkommenden Mollusken ausgestattet sein werden, so scheint dieselbe nach ihrer Verbreitung und ihren örtlichen Verhältnissen wenig bekannt zu sein. Wenn wir desshalb der Beschreibung dort aufgefundener neuer Polyparien die nachstehende Skizze vorangehen lassen, so wird dieselbe hier um so mehr eine geeignete Stelle finden, als jene neben der bekannten Localität von Weinheim, gerade in dem auf einen sehr kleinen Umfang sich beschränkenden isolirten Tertiärgebieten von Waldböckelheim am ausgezeichnetsten und frequentesten vorgekommen sind, und hier auch die localen Verhältnisse die Existenz derselben am meisten begünstigten.

Die zum Theile aus Sand und Gerölle, theils aus sandigen oder mehr reinen Mergeln bestehende Ablagerung beschränkt sich nur auf die kesselförmige Thalerweiterung von Waldböckelheim, und ist von dem mittelrheinischen Tertiärbecken vollständig abgeschlossen. Von Norden wird sie durch den hohen Melaphyrrücken des Welschberges und den unter ihm hervortretenden flötzleeren Sandstein eingeschlossen. Der letztere bildet dann auch den westlichen, von dem Waldböckelheimer Waldgebirge eingenommenen Rand, und erstreckt sich von da ostwärts über das Waldböckelheimer Mühlwegthälchen, wo er dann auf der linken Seite desselben die zugleich das Nahethal einschliessenden Höhen des Hinter-, An- und Aufgrieses bildet. Diese, sowie der weiter nach Niederhausen hin höher ansteigende und steil gegen das Nahethal abfallende Melaphyrrücken des Schlossberges schliessen nach Süden die kaum über $^1/_2$ Quadratstunde hin sich ausdehnende Tertiärbildung ab.

Gegen Osten ist die kesselförmige Thalerweiterung mehr geöffnet und erstreckt sich in einer ziemlich breiten Mulde bis zu dem Rothenhof.

Hier erhebt sich aus derselben der flötzleere Sandstein und bildet in einer von der tief eingeschnittenen Schlucht des Thalböckelheimer Thälchens aus nordwärts ziehenden Hügelreihe die östliche Begrenzung der Waldböckelheimer Tertiärablagerung, insofern man annehmen darf, dass die eben erwähnte von Waldböckelheim ostwärts sich erstreckende Mulde noch mit derselben ausgefüllt sein wird, welches, da in derselben nirgends Entblössungen stattfinden, nicht nachgewiesen werden kann.

Erst in der Nähe O. Waldböckelheim tritt dieselbe mit einem höheren Ansteigen der in SO.-Richtung dem Schlossberg folgenden, kaum 100 bis 120 Fuss erhebenden Terrasse des Limberges deutlich hervor. Sie besteht hier aus einem eigenthümlichen grauen und schwärzlichen, theils losen, theils auch durch sparsames mergeliges Bindemittel zusammen gehaltenen kleinkörnigen Sande, zu dessen Entstehung die nachbarlichen Melaphyrmassen hauptsächlich das Material in ganz analoger Weise geliefert haben, wie zu den äquivalenten Porphyrsand- und Conglomeratbildungen von Freilabersheim und Hackenheim, welche hier den mittelrheinischen Meeressand vertretend, zwar auch charakteristische Versteinerungen desselben umschliessen, doch bei weitem nicht so artenreich, als die gleichnamigen Bildungen von Waldböckelheim. Am Limberg (mit welchem wohl der Name Gienberg häufig verwechselt wurde) enthalten sie ausser einer Menge sehr kleiner, meist wohl jugendlicher Conchiferen und Gasteropoden in beträchtlicher Artenzahl, hauptsächlich die von Waldböckelheim bekannt gewordenen Polyparien. Da der mergelige Sand leicht durch Schlämmen zu beseitigen ist, so lassen sich auf diesem Wege die Versteinerungen hier im wohlerhaltenen Zustande sammeln.

Der hinter dieser auf der Südseite der Waldböckelheimer Thalmulde nur allein die Tertiärschichten einnehmenden Vorterrasse ansteigende flötzleere Sandstein des Angrieses, engt dieselben zu der unansehnlichen Breite von durchschnittlich kaum 50 bis 60 Klafter ein. Die Längenausdehnung beträgt keine Viertelstunde.

Beträchtlicher ist die Ausdehnung des Tertiärgebietes auf der Nordseite der Thalmulde. Hier beginnen reine Sand- und Geröllemassen NO. Waldböckelheim, und erstrecken sich, die niedrige Vorterrasse des hinter ihm höher ansteigenden flötzleeren Sandsteingebirges bildend, in einem schmalen Zuge am Fusse des Welschberges entlang über den Weinrich bis zu den flötzleeren Sandsteinhöhen des Waldböckelheimer Waldgebirges in einer durchschnittlichen Breite von 100 bis 120 Klafter und einer Länge von nicht ganz einer halben Stunde. Die beinahe auf diese ganze Ausdehnung hin die unteren Gebirgsabhänge bedeckenden Weinberge lassen nur sehr sparsame Entblössungen zu, so dass über die innere Zusammensetzung und Schichtenfolge der hier wohl bis zu 150 Fuss über die Thalmulde sich erhebenden Tertiärablagerung keine genügende Aufklärung zu erlangen ist. Im östlichen Theile derselben entscheiden verschiedene Sandkauten darüber, dass hier gelblicher Sand und Kies, in seinen unteren Lagen in Gerölle übergehend, vorwaltet, oder auch nur allein auftritt. Er ist indessen arm an Versteinerungen. Ausser der *Ostrea callifera* sahen wir darin nur die beiden den Meeressand besonders charakterisirenden *Pectunculus-*

Arten *obovatus* und *angusticostatus* nebst schlecht erhaltenen Resten verschiedener anderer Bivalven und einiger Gasteropoden.

Weiter westlich am Weinrich sind die hier in einem etwas höheren Niveau auftretenden mergeligen Sand- und sandigen Mergelschichten nur durch das Umroden der Weinberge einigermassen zugänglich und bekannt geworden. Hierdurch werden auch nur allein die hier zahlreich und in beträchtlichem Artenreichthum vorkommenden Versteinerungen zu Tage gefördert. Es ist besonders eine in sich gleichbleibendem Niveau die mittleren Abhänge durchsetzende, 5 bis 6 Fuss mächtige, durch Eisen gefärbte mergelige Quarzsandschicht, welche hier diese Ueberfüllung von Versteinerungen aufzuweisen hat. Vorwaltend und zum Theil die übrigen Arten mehr oder weniger verdrängend, findet sich besonders ausser den bereits genannten, den Meeressand charakterisirenden *Spondylus tenuispina Sandb.* Die Polyparien kommen, abgesehen von dem *Coenocyathus costulatus Reuss* hier ungleich seltener vor als am Limberg, die letztere Species dagegen ziemlich frequent, und zwar meistens als Parasit entweder auf Schalen der *Ostrea callifera* oder des *Spondylus tenuispina.*

Es liegt ausser den Grenzen meiner Aufgabe, auf die Art und Weise des Vorkommens, die Frequenz der einzelnen Species etc. der von Sandberger und von Anderen beschriebenen artenreichen Fauna Waldböckelheims näher einzugehen. Nur auf einige Eigenthümlichkeiten, welche ich mich nicht erinnere, dass sie anderwärts hervorgehoben wurden, möchte ich noch aufmerksam machen. Hierher gehört zumal das bei Waldböckelheim frequente Auftreten verschiedener Arten, welche in dem zusammenhängenden, weit ausgedehnten mittelrheinischen Tertiärgebiete nur sparsam vorkommen, wie zumal *Spondylus tenuispina*, so wie ein Theil der bereits von Reuss beschriebenen Polyparien, während andere Arten, die an verschiedenen Localitäten des Hauptbeckens, wie zumal Weinheim, Eckelsheim etc. frequent sich auffinden, Waldböckelheim entweder gar nicht oder nur sehr vereinzelt aufzuweisen hat, wie z. B. *Natica crassatina* und *Nystii*, die verschiedenen Arten von *Cardita*, *Cardium*, *Cyrena*, *Cyprina rotunda* und nicht wenig andere.

Nicht zu verkennen ist, dass Weinheim nicht allein durch eine grössere Anzahl von Arten, sondern auch durch bessere Erhaltung derselben sich auszeichnet. Leider ist jedoch das Sammeln dort jetzt mit grossen Schwierigkeiten verbunden, indem die mit überaus harten Conglomerat- und Quarzitschichten alternirenden versteinerungsreichen losen Sandlagen am Hahnberge (der eigentlich berühmt gewordenen Fundstätte) dermassen unterwühlt sind, dass den Letzteren ohne kostspielige Arbeiten nicht mehr gut beizukommen ist.

Als eine andere Eigenthümlichkeit verdient noch erwähnt zu werden, dass die durch verschiedene Localitäten des Meeressandes wie Weinheim, Flonheim, Uffhofen, Wendelsheim etc. so frequent und artenreich vertretenen Fische, so wie die Halianassa-Reste Waldböckelheim ganz abgehen.

Diese Erscheinungen dürfen übrigens nicht besonders auffallen, wenn man die abgeschiedene, vom Hauptbecken gänzlich getrennte,

beschränkte Ablagerung in Betracht zieht, in welche sich während der Bildungszeit des Meeressandes nicht allein überhaupt am zahlreichsten vertretene Arten, sondern besonders auch solche Mollusken hineingezogen haben, deren Existenz und Gedeihen der Wohnstätte ruhiger Gewässer, zumal dem Schutze tief in das Land hinein sich ziehender Buchten entspricht. Hierher gehören aber besonders die Polyparien.

Noch dürfte es von Interesse sein, den Terrainverhältnissen der die partielle Ablagerung des Meeressandes von Waldböckelheim von dem mittelrheinischen Haupttertiärgebiet trennenden östlichen Gebirgsumgebung eine kurze Betrachtung zu widmen bezüglich der Frage, „wie und auf welchen Wegen haben mit dem Hauptbecken Verbindungen stattgefunden, welche eine beinahe $2^1/_2$ Stunden von demselben entfernte isolirte Ablagerung zuliessen, wie die von Waldböckelheim?“

Verfolgt man den längs der linken Naheseite sich hinziehenden Gebirgsrand von Bingen aufwärts bis zur Thalenge, aus welcher zunächst der Saline Theodorshalle die Nahe aus dem Porphyrgebirge in das Tertiärbecken eintritt, so findet man von Bingen bis Langenlohnsheim durch die das Niveau des Tertiärgebirges überschreitenden Abfälle des Hundsrücker alten Schiefergebirges, sowie die demselben unmittelbar sich anschliessenden Conglomerate des Todtliegenden bis dahin das frühere Tertiärbecken vollständig abgeschlossen. Erst bei Langenlohnsheim fängt das Gebirge an dermassen sich zu verflächen, dass es über Kreuznach hinaus in dem hier herrschenden Buntsandstein zu einem sehr niedrigen, im Durchschnitte kaum 100 Fuss über dem Nahethale erreichenden Hügelzug sich erhebt, welcher zwischen dem gleich oberhalb Kreutznach hoch aufragenden Porphyrgebirge und den Südabfällen des Hundsrückes eine westlich über Rüdesheim und Hüffelsheim nach Waldböckelheim hin fortsetzende Mulde bildet, die, obwohl sie in dieser Richtung bald in das Gebiet des flötzleeren Sandsteins eintretend, und mit ihm um Weniges höher ansteigend, ziemlich tief unter das höchste Niveau des Haupttertiärgebietes herabsinkt und deshalb hier dem Eindringen der älteren Tertiärfluthen zugänglich gewesen sein mag.

Ein anderer Verbindungscanal durch den westlichen Wall der das Tertiärbecken abschliessenden älteren Gebirgsbildungen, durch welchen tertiäres Gebirgsmaterial in das Innere der letzteren eingedrungen sein kann, ist die in jenes sich öffnende Spalte des Nahethales, die während der tertiären Periode wohl nur wenig verschieden von ihrer jetzigen Gestaltung sich verhalten haben wird. Dass dieselbe dem Eindringen der tertiären Fluthen geöffnet war, dafür spricht entschieden die auf einen noch viel kleineren Umfang sich beschränkende isolirte Ablagerung von Meeressand gleich hinter der schmalen, den Porphyr des Rheingrafensteins durchbrechenden Nahethalspalte. Diese tritt hier in einem von steilen Porphyrwänden umschlossenen Thalkessel, in welchem sich die indessen wenig aufgeschlossenen, und wie es scheint nicht besonders versteinerungsreichen Tertiärschichten von Münster ruhig absetzen konnten.

Gleich aufwärts dieser Ausweitung des Nahethales verengt sich dasselbe wieder gegen Norheim, wo der von Melaphyr mehrfach durch-

brochene flötzleere Sandstein den rothen Porphyr begrenzt, und über Niederhausen hin gleich dem Letzteren auch auf diese ganze Erstreckung hin durch steile hohe Abfälle die rechte Thalseite so vollkommen abschliesst, dass von dem Austritte des Nahethales in das Tertiärgebiet bei Kreutznach bis nach Thalböckelheim, an ein Eindringen tertiärer Fluthen nicht zu denken ist.

Erst das tiefeingeschnittene Seitenthälchen, welches von Thalböckelheim heraus nach dem Rothenhof sich mit der oben erwähnten von Waldböckelheim östlich sich erstreckenden Gebirgsmulde verbindet, könnte von dem Nahethal aus tertiären Gewässern das Eindringen in den Waldböckelheimer Thalkessel gestattet haben. Einen zweiten Weg aber, auf welchem dieselben von dieser Seite eingedrungen sein können, bietet das zu dem Thalkessel von Waldböckelheim sich erweiternde, nach dem Nahethal herab tief eingeschnittene Mühlwegthälchen, durch welches die Strasse nach der Waldböckelheimer Eisenbahnstation führte.

Diese Erläuterungen über die Terrainbeschaffenheit des der Waldböckelheimer Tertiärablagerung ost- und südwärts vorliegenden älteren Gebirges, führen zu der Schlussfolgerung, dass auf drei verschiedenen Wegen dem Materiale jener das Eindringen in den Waldböckelheimer Thalkessel ermöglicht war, dass jedoch die beiden vorgenannten Seitenthälchen des Nahethales für diese Transportwege eine um so grössere Wahrscheinlichkeit bieten, als die zwischen den Abfällen des Hundsrückens und des auf der linken Naheseite sich erhebenden Porphyr- und von Melaphyrmassen durchbrochenen flötzleeren Sandsteingebirges, von Kreutznach nach Waldböckelheim sich erstreckende Gebirgsvertiefung (von welcher wir oben bereits bemerkten, dass sie durch das Niveau der tertiären Wasser überragt wurde) bislang nirgends Spuren einer Ueberlagerung durch tertiäre Schichten auffinden liess, die doch für einen Oberflächenraum von mehr als 2 Stunden Länge und beinahe einer Stunde Breite zu erwarten stünden, wenn auf diesem Wege der Transport tertiären Gebirgsmaterials wirklich stattgefunden hätte.

Die Korallen des Mainzer Tertiärbeckens haben in Professor A. E. Reuss einen Bearbeiter gefunden. In zwei Arbeiten (im XXXV. Band, S. 479 des Jahrganges 1859 der Sitzgsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. und im L. Bde. derselben Sitzgsber. v. Jahre 1864) hat derselbe eine Anzahl von Arten beschrieben, deren Gesammtheit hier folgen möge:

I. Caryophyllidea (Cyathinidea) M. Edw.

Caryophyllia Lam. (*Cyathina Ehr.*)

1. *C. brevis Rss.* Unterer Meeressand von Weinheim.
2. *C. Weinkauffi Rss.* Mariner Sand des Welschberges bei Waldböckelheim.
3. *C. spec. indet.* Welschberg bei Waldböckelheim.

Blastocyathus Reuss.

1. *Bl. indusiatus Rss.* Welschberg bei Waldböckelheim.

Coenocyathus M. Edw. et H.

1. *C. costulatus Reuss.* Unterer Meeressand von Waldböckelheim (Welschberg).

II. Oculinidae M. Edw. et H.

Haplohelia Reuss.

1. *H. gracilis Reuss.* Welschberg bei Waldböckelheim.

III. Eupsammidae M. Edw. et H.

Balanophyllia Wood.

1. *B. sinuata Rss.* Unterer Meeressand von Waldböckelheim und Weinheim.
2. *B. inaequidens Reuss.* Unterer Meeressand von Weinheim.
3. *B. fascicularis Reuss.* „ „ „ „

Stereopsammia M. Edw. et H.

1. *St. granulosa Rss.* Welschberg bei Waldböckelheim.

Placopsammia Reuss.

1. *Pl. dichotoma Reuss.* Unterer Meeressand von Waldböckelheim.

Dazu kommen an Bryozoen:

Eschara tetrastoma Reuss.
Bicupularia lenticularis Reuss.
Defrancia monosticha Reuss.
Hornera sparsa Reuss.
Radiopora Sandbergeri Reuss.
Cea lobato-ramosa Reuss.

} Sämmtlich aus dem marinen Sande des Welschberges bei Waldböckelheim.

Wie sich aus voranstehendem Verzeichnisse ergibt, sind mit Ausnahme von *Cyathina brevis* und zwei Balanophyllien alle übrigen bisher aus den Mainzer Meeressanden bekannt gewordenen Korallen auch bei Waldböckelheim gefunden worden. Eine wesentliche Ergänzung der Waldböckelheimer Korallenfauna ergibt sich gegenwärtig durch die Constatirung des häufigen Vorkommens von Balanophyllien auch an dieser Localität. Unter den vorliegenden Stücken lassen sich leicht alle drei von Reuss beschriebenen Arten wiedererkennen, zugleich aber wird durch das Vorhandensein von Stücken, die zwischen je zweien der Reuss'schen Arten schwanken, der Zweifel wachgerufen, ob die Artselbstständigkeit der oben nach Reuss angeführten Formen ihre volle Richtigkeit habe, ein Zweifel, der aber erst bei Vergleichung grösseren Materiales zu lösen wäre. Bis dahin ist es wohl erlaubt, ein

unter den übrigen Stücken sich schon durch seine viel bedeutendere Grösse auszeichnendes Exemplar mit einem besonderen Namen zu belegen:

Balanophyllia Mojsisovicsi nov. spec.

Diese Form zeichnet sich durch ihren gedrungenen Bau und eine sehr kurze Stielverlängerung aus. Die Höhe des vorliegenden Exemplars beträgt 8—9 Linien, der Längendurchmesser 11 Linien, der Querdurchmesser 7 Linien, der Durchmesser des Fusses 5 Linien. Durch ihre äussere Form, die viel weniger schlank ist, unterscheidet sich diese Art von den übrigen oben genannten Balanophyllien. Sie ist von kurzer, niedriger Gestalt, so dass die Längenaxe des Sterns die Höhe um 2—3 Linien übertrifft. Ihre Ansatzstelle ist eine breite, nahezu kreisförmige. Das untere Viertel der Gesammthöhe wird von einer kräftigen, concentrisch gerunzelten Epithek bekleidet, von welcher der epithekfreie obere Theil scharf geschieden ist. Dieser freie Theil der Aussenwand ist mit äusserst zahlreichen, dicht gedrängten, an vielen Stellen unregelmässig wellig hin- und hergebogenen Rippchen (ihre Anzahl übersteigt 200) bedeckt, welche hie und da auch anastomosiren und gegen oben durch die Einschaltung neuer sich vermehren. Ihre Aussenseite erscheint abgerieben, die Seitenwände sind mit unregelmässig verstreuten Körnchen und Höckerchen besetzt, die sich zum Theil mit denen der Nachbarlamellen verbinden und dünne Querleistchen bilden.





Die Anzahl der Aussenrippchen entspricht der der Sternlamellen. Die Sternzelle ist äusserst tief und enge und besitzt eine sehr stark gelappte Form. Die spongiöse Axe ist kaum wahrnehmbar, jedenfalls durch die Einschnürung des Kelchs in der Mitte auseinandergedrängt, in der Art, wie das schon bei älteren Exemplaren der *B. sinuata Reuss* zu sehen ist.

Der Kelchrand besitzt zunächst zwei stark gegen die Mitte sich einander nähernde Hauptlappen, neben welchen beiderseits je zwei schmälere sich entwickeln, so dass der ganze Umkreis sechsmal stark ausgebuchtet wird. Die Radiallamellen sind äusserst zahlreich, an ihrem freien Rande stark gezähnelt, an ihren Seitenflächen, besonders in der Nähe des Kelchrandes, reihenweise spitz gekörnt oder gezähnelt; die Lamellen der jüngeren Cyclen sind siebartig durchlöchert.

Die Lamellen der älteren Cyclen sind wie bei den übrigen Arten nahezu gleichstark entwickelt und bilden mit den ebenfals stärker ausgebildeten zunächst beiderseits anliegenden Lamellen der jüngeren Cyclen die charakteristischen dreizähligen Bündel. Diese Gruppirung

zu dreizähligen Bündeln dehnt sich übrigens auch auf die nächstjüngern Cyclen aus, so dass zwischen den primären Bündeln schwächere secundäre zu bemerken sind.

Von dieser auffallenden Form, von welcher es vorläufig fraglich bleiben muss, ob sie vielleicht ein weiter vorgeschrittenes Entwicklungsstadium der *Bal. sinuata Reuss* vorstellt, hat sich bisher nur ein einziges Exemplar bei Waldböckelheim gefunden.

Ueber das Rhodope-Randgebirge südlich und südöstlich von Tatar Pazardžik. [1]

Von **Anton Pelz**, Ingenieur.

Mit einer Kartenskizze (Taf. Nr. VI).

Der ausgedehnte Complex krystallinischer Schiefergebilde der Nordwest-Rhodope wird von älteren und neueren Gesteinsmassen mehrfach durchbrochen und begleitet. Gneisse, Granite, Kalk- und Serpentinmassen betheiligen sich nebst Trachyten und tertiären Sedimentärgesteinen an dem successiven Aufbau dieser mächtigen Gebirgsgruppe, welche jenseits der Marica-Ebene den südlichen Balkanbergen kühn gegenübersteht.

Jeder, der von Philippopolis nach Tatar Pazardžik gereist ist, erinnert sich wohl der vorragenden Berg- und Hügelreihen, die zu beiden Seiten des düsteren Querthales von Kričem einen hohen Gebirgsstock mit bewaldeten Kuppen und Kegelbergen umsäumen. Die Contouren dieses Rhodope-Rückens lassen schon an ein mehrfaches Wechseln der Gesteinsschichten schliessen. Die als Bergpässe uns erscheinenden Einsattelungen in dem Profil des Höhenzuges bergen meist ausgedehnte, tiefe Spalten, welche die zahlreichen Wasseradern dieses Randgebietes und seines gebirgigen Hinterlandes dem Hebrusthale zuführen.

Zur Orientirung sollen hier vor Allem diese Wasserfurchen unseres Terrains um so mehr Erwähnung finden, als alle bisherigen Karten über jene Gegend uns ein incorrectes Bild liefern.

Die Hauptrichtung der Spaltungsthäler, welche die Gewässer des meist felsigen Bodens aufnehmen, ist mehr oder weniger von S. nach N. Das westlichste, das Jelli dere (Jelliderska reka, Cepinska reka) [2] sammelt die Wässer des Cepina-Beckens: das Abflusswasser des Bataker

[1] Orthographie der betreffenden fremden, meist Localnamen, im Jahrb. der geolog. Reichsanstalt 1872, 333.

[2] Jelli dere = Gjöl-li dere = See-Wasser.
Cepina = die Spalte, Kluft.

See „Bataško jezero“, die rakitovska Jagodina oder Jagodinka und die banska Bistrica; beim Dorfe Korova tritt der Jelli dere-Fluss in eine tiefe, wilde Gebirgsschlucht (mit dem Sturzbach Alabak), an derem Ausgang in die Marica-Ebene das Dorf Jelli dere liegt; sein auch Eisensand führendes Wasser bewässert die Reisfelder (čeltik) von Pazardžik.

Im Hügelland Karkarija[1]) nimmt die Deberštenska Bela reka den Quellbach Dobra voda und die von Radylovo und Alikočovo kommende Džurkovica auf.

Das Peštere dere (Pešterska reka, bataška, pešterska Stara reka, Karlik dere der Karten) fliesst in einer Felsenkluft von Batak über Peštera nördlich bis Bega, schlängelt sich von da gegen Osten in einer kleinen Alluvialebene, in der es auch bei Ajdynköj (Ajdynovo, Jedynovo) Reisfelder bewässert, und vereinigt sich an dem östlichen Vorkopf des krystallinischen Kalkrückens (Baba bair), der, einer colossalen Steinbühne gleich, ihre directe Einmündung in die Marica bisher hinderte, mit einem Arme der Kričma. In die Pešterska reka mündet am rechten Ufer der Bareigovski potok und bei der Vereinigung mit der Kričma die reka Kozarka.

Die Kričma (Kričma dere, Kričemska reka Vöčja, Cija) aus einer gleichnamigen Gebirgsschlucht herabkommend, theilt sich beim Eintritt in die Ebene im Dorfe Kričem in zwei Arme; der Hauptarm fliesst nördlich gegen Kurtosko Konare (türk. Inčulary) an dem steilen Kalkfels des Kale Dragovet vorbei, über Karatair, Kadyköj und mündet westlich von Ajranly in die Marica ein. Dieser Kričmaarm unterhält durch zahlreiche kleinere Arme die ausgedehnten Reisfelder im Westen von Philippopel. Der zweite Kričma- oder Vöčja-Arm vom Dorfe Kričem (türk. Kričma) etwas nordwestlich fliessend vereinigt sich beim Kalkfelsrücken oberhalb Novo selo (Jeni köj, Zemin orman) mit der Stara reka, mit der er als Novoselsky Vöč den Reisboden bei Tekyra bewässert und gegenüber von Govedare (türk. Sygyrdžik) in die Marica sich ergiesst. Die Kričma nimmt die Bachwässer von Ustina, Peruštica, Pastuša und Brestavica (Deredžiköj) auf. Ein schmaler Rücken scheidet die Kričma von den Quellen des Dermen dere (Mühlenthal), dessen rauhe anfangs gegen NO. laufende Schlucht mehrere Zuflüsse von den Gebirgspartien des rechten Ufers vereinigt. Bei der Einmündung eines der grössten Seitenthäler liegt das Dorf Sotir

[1]) Den Namen Karkarija erklärend, erzählt Zachariev (Beschreib. der Kaaza von Tatar Pazardžik, bulg. Wien 1870, 64) folgende interessante, auch geologisch acceptable Sage: Nach alten Traditionen war der Cepiny vor Urzeit ein See; etwa unterirdische Feuermassen oder starke Erdbeben spalteten seine Ufer dort, wo jetzt am Schluchteingang die Cepinsky reky (Jelli dere) ausfliessen, und die Wässer des Seebeckens, unmässiges Steingerölle mitführend, überschwemmten viele Dörfer der Ebene. Die Fluth brachte auch ein dem Wallfisch (griechisch charcharija) ähnliches Ungeheuer mit, das nach dem Wasserabfluss am Festlande zwischen den Dörfern Jelli dere und Kjusemuratly liegen blieb und so Beute der Dorfhunde wurde. Diese Stelle heisst seit der Zeit „pesie pole“ (Hundsfeld) und den durch die Spaltung abgetrennten Gebirgszweig nennt man heut zu Tage Karkarija.

mit der Kirchenruine sv. Dimitr; von da bis Dorf Dermen dere fliesst das gleichnamige Wasser nördlich in einem steinigen, steilwändigen Flussbett, wo es mehreren Mühlen (daher Mühlbach) und einer Fabriksanlage seine bedeutende Wasserkraft abgibt; vom Dorfe Dermen dere in der Philippopler Ebene verzweigt es sich ebenfalls in zahlreiche Reisgräben (bulg. vada, türk. ark), so dass in der Reisanbauperiode sein Hauptbett (westlich von Filibé) ganz trocken bleibt.

Die geschichteten Silicatgebilde erscheinen an den Nordhängen der Karkarija angelehnt an den centralen granitischen Bergrücken; die grösste Entwicklung erlangen aber die älteren Schiefergebilde um das romantische Kričmathal und zu beiden Seiten des anmuthigen Dermen dere.

Graue Glimmergneissschiefer walten vor; so im Bergland Karkarija, am Südabhang des Baba bairs, beim Dorfe Kozarsko, im Kričma dere, bei Brestavica und um Dermen dere herum. Die Randschichten haben das Gepräge krystallinischer Schiefer, wogegen den Kern dieses Urgebirgsstockes Gneissmassen bilden.

Gleichsam als Vertreter der westwärts auftretenden Syenitmassen kommen inmitten der Glimmergneisspartie auch Hornblendegesteine vor. Die Hornblendegneisse in der Kričmaschlucht bei dem einsamen Monastyr sv. Bogorodica (Gottesmutter) sind meist grobkörnige Gneissvarietäten; die ab- und zunehmende Hornblende bildet mannigfaltige Uebergänge vom gebänderten Hornblendegneiss bis zum dunkelfarbigen Amphibolit. Auch das Gneissgebiet des Dermen dere enthält einige Hornblendeschichten und auch sonst häufige Quarzgänge.

Erzführenden Gneiss fand ich bei Brestavica in der Nähe der Serpentingebilde.

Die grossen dunkelgrauen Glimmergneissplatten, die man in Philippopel, Pazardžik und Umgebung zur Pflasterung der Hofplätze, Veranden, Hausfluren, Baderäume und Magazine verwendet, werden südlich von Brestavica in der Richtung gegen das Pomakendorf Tämryš gebrochen. Gneissiges Baumaterial liefert das geschieberische Flussbett des Dermen dere, dessen Hochwässer beträchtliche Felstrümmer mitführen und am Eingang in die Ebene ablagern.

Ein syenitischer Landrücken zieht sich in der verlängerten Richtung der bekannten Philippopler Syenithügel durch das Karkarija-[1])Gebiet bis zum dere von Peštere hin. Das dem Filibé-

---

[1]) Karkarija, der gegen Westen ansteigende, breitgedehnte Bergzug südlich und südwestlich von Tatar Pazardžik bildet den Nordhang des Cepina-Beckens und grenzt im Osten an Peštere-, westlich an Jelli-dere.

Zachariev hält die Stara reka in ihrem Lauf von Batak bis Peštera für den Grenzfluss zwischen Rhodope (Rudopa) und Rilogebirge (27, 29, 64) und die Karkarija für den östlichsten Zweig der Rilla planina (43). Obzwar Zachariev nur die Flussstrecke zwischen Batak und Peštera als Grenze angibt, so muss man doch auch den nördlichen Flusslauf über Peštera hinaus für diese Grenzlinie annehmen, und zwar bis über das Dorf Bega, von wo die Stara reka ihren beiläufigen SN.-Lauf ändert und nach Osten sich wendet. Denn die Dörfer wie Radilovo, Aličovo, Debrštica liegen in der Karkarija (Zachariev 27), deren natürliche Ostgrenze die nahe Stara reka (unterhalb Peštera) bildet; da aber die Kalkberge Baba bair

Syenit ähnliche Gestein (blassrothweisser Feldspath, schwarze Hornblende, kleine Quarzkörner untergeordnet) ist weniger witterungsbeständig und zerfällt leicht in Grus; so bei Radilovo in einem Wasserriss mit Quelle, Drenov genannt, und an den kahlen, zerklüfteten Abhängen um Alikočovo. Die steilen Felswände am linken Ufer des Peštere dere (bei Bega) sind consistenter und mehr granitisch (Glimmer vorwaltend). Dieser Syenitstock hat eine gewisse technische Bedeutung durch seinen Gehalt an Magneteisen. Wie in Samokov, so wurde auch hier, in Peštera und Umgebung von Alters her aus dem leicht schmelzbaren Magneteisensand das nützliche Eisenmetall bereitet. Diese Eisenerzvorkommen Thraciens erwähnt wohl zuerst Ami Boué, indem er sagt (Esquisse geolog. de la Turquie, 1840, 160): On dit qu'il y en a des mines argentifères près de Neorecop, et il existe des mines de fer sur la route de cette ville à Despot-Jailak et à Philippopoli.

Besonders eisensandführend sind die kleinen Wildbäche an der kahlen wilddurchfurchten Felsenlehne zwischen Radilovo und Alikočovo (türk. Aali chodža, Aali chodžaly); sie sind Zuflüsse des sogenannten Pišman dere (Džurkovica) und heissen auch „rudeny derence" (erzführende Bäche), so namentlich das Grobeško, Bulanyk (trüb), Gölbaš, Vodenično, Lesično, Korytarsko und Cvetkovo dere.

Diese Wildbäche lagern den eisenhältigen Sand in den tiefergelegenen ebenen Gebieten ab, wo er gesammelt und aus ihm reiner Erzsand ausgeschieden wurde. Das Eisensandwaschen besorgten seiner Zeit jedes Frühjahr Šopen aus der Samokov-Gegend; der so gesammelte Erzsand wurde nach Peštera zum Schmelzen geführt (von Alikočovo bis Peštera bezahlte man per Kilo einen Piaster Transportkosten). Als Brennmaterial wurde vormals nur Haselstaude verwendet; der Holzreichthum früherer Zeiten mochte auch zur Instandhaltung dieser landesüblichen „Eisenwerke" bedeutend beigetragen haben.

Von den um Peštera sonst zahlreichen Eisenhütten waren noch in den Fünfziger-Jahren einige im Betrieb. Halden von Erzschlacken (solche fand ich auch am Wege von Peštere dere, vom Karaul und Tepavica, nach Bracigovo) sind Ueberbleibsel solcher vermuthlich recht klein angelegt gewesenen Eisenöfen; die primitiven Hammerwerke wurden meist in Mahl- und Walkmühlen (tepavica) umgewandelt. [1])

---

zur Rhodope zu zählen sind (Zachariev 63), so kann man die weitere Karkarija-Grenze als nördlich von Peštera bis Bega, von da um den Hissarberg und durch den Wasserlauf Ajken dere gehend bezeichnen. Dies wäre dann auch geologisch gewissermassen gerechtfertigt, indem der Syenitrücken als zur Rilla planina gehörig einbezogen wäre. Ich habe die muthmassliche Rhodope- und Rilogrenze in der Kartenskizze durch eine strichpunctirte Linie angedeutet.

[1]) Hierüber Zachariev 62: Peštera hatte 7 Eisenhämmer (samokov) nebst vielen Schmelzhütten (vidua, livnica), in denen zu Bulgarenzeiten Eisen (železo), Stahl (stomana, čelik) und auch Kupfer (med, bakyr) gewonnen wurden. S. 63: Eine halbe Stunde nordwestlich von Peštera gibt es tiefe Gruben, die man Kupfergruben (bakerdžiski) nennt, in welchen einst Kupfer gegraben wurde und jetzt noch Vitriol (sačikabrus) sich findet.

Der eisenführende Syenit zieht sich weiter westwärts über Jelli dere und schliesst sich an das grosse granitische Gebiet der Rila an. Dies beweisen auch jene Halden eisenreicher Schlacken und Reste von Eisenhütten, die man in dieser Westgegend antrifft. [1]) Auch der Ortsname Demirdžiler (Kovačevo) erinnert an die Eisenschmiede.

In ziemlicher Verbreitung kommen krystallinische Kalksteine vor. Die das Maricathal begrenzende Bergkette des sogenannten Baba bair, das Hügelland von Kurtosko Konare (Jučulary) über Peruštica, Pastuša und Brestavica (Deredžiköj), der Gebirgszug über Kričem und Monastyr sv. Vrač, gegen Zdrebičko, Kozarsko und Bracigovo bestehen der Hauptmasse nach aus körnigen Kalken. Die Gneissschichten und Granite erscheinen von breiten Kalkzonen umgeben.

Es sind vorwaltend grobkrystallinische, weisse Kalksteine, hie und da mit Eisenoxydfärbung, so in den Rhodope-Vorbergen rechts und links vom Kričma-Defilé, namentlich in der am nördlichsten vorspringenden Bergreihe der Baba bair, deren Nordhang zum Theil mit edler Weinrebe bepflanzt ist, die den besten Tatar Pazardžiker Rothwein spendet. In der Nähe der Trachytdurchbrüche walten bunte meist blaugraue und schwärzliche bituminöse Kalkbreccien vor, wie an dem Kalkfelsen Dragovet[2]), bei Kričem und in der Peruštica Felsschlucht (Sredna reka), wo man besonders schöne, verschiedenfarbige, vorwiegend aus Kalkmaterial bestehende Breccien und Conglomerate von Urgebirgstrümmern antrifft.

Den Eingang in die Kričem-Klosterschlucht bilden gelblichweisse Kalkfelsen; weiter an dem steinigen Bergpfad der vom Dorfe Kričem zum ersten Monastyr (sv. Vrač) hinanführt, trifft man unter den scharfkantigen Trachytblöcken der rechts aufsteigenden Felsenspitzen bunte Kalkbreccien (in der dunklen, kalkigen Masse lichtere, eckige Kalkstücke), bei dem freundlich gelegenen Monastyr sv. Vrač graulich geflammte Kalke, hinter dem Kloster einen zuckerkörnigen, schneeweissen Kalkstein (aus diesem sind die Werksteine am Brunnenbassin im Hofe des Klosters). Die Kalke umgrenzen hier die hohe, centrale Gneissschichtengruppe des als eine grosse Dislocationsspalte uns erscheinenden Kričma-Defilé. [3])

---

[1]) Zachariev 57: Das durch Dorf Jelli dere fliessende Wasser bringt viel Eisensand mit, aus dem man ehemals Eisen bereitete, daher die jetzigen Ruinen von Eisenöfen und Pochwerken. S. 54: Bei dem vormals grossen Dorfe Gross-Belovo (Gulemo Beljuvo) gibt es jetzt noch Schutthaufen, wo einst in Erzgruben (madan) und Schmelzwerken (livnica) Eisen gewonnen und bereitet wurde.

[2]) Das den Passzugang zum Kričma-Thal beherrschende Kale oder Gradiště (die Bergfeste) Dragovet (270 Meter Meereshöhe) bei Kurtosko Konare (Jučulary) besitzt heut zu Tage noch beträchtliche Reste von Wällen und Schutzgräben. Der Name erinnert an die das Rhodope-Gebirge hier einst umwohnenden alten thracischen Dragoviči; das Thalgebiet von Kričem heisst jetzt noch Dragovecko.

[3]) Die meist wohlbewaldeten Gebirgsregionen südlich von Kričem haben verschiedene Localnamen; so Černa gora (Kara dagh) von dem dunklen Fichtenwalde, Čuren balkan, benannt nach dem Gebirgsdorfe Čuren.

Der krystallinische Kalkstein wird als Baustein und zum Kalkbrennen vielfach verwendet. Die Pazardžiker Gegend versorgt mit Baukalk die Dörfer Kozarsko und Peruštica.

Charakteristisch für unser Kalksteingebiet sind die an mehreren Stellen entspringenden kalten Quellen, sowie die besonders um Peštera zahlreichen Felsenhöhlen.[1])

Am Fusse des steilabfallenden Nordhanges der bis an die Marica sich hinziehenden krystallinischen Kalkhöhen Baba bair bei Tekyra (Tekyr köj) sprudeln mehrere mächtige Quellen, deren klares, frisches, immer gleichmässig quellendes Wasser gleich an der zu Weinbergen bestellten Lehne einen ansehnlichen Bach (Tekyrski potok) bildet, der durch das Dorf Tekyra sich schlängelt und bei dem dortigen Ciflik (Meierei) in die nahe Marica mündet.[2]) Das Seewasser der Peštera-Gegend soll nach einem unterirdischen Lauf durch Gesteinsspalten erst hier in der quellenreichen Flussniederung einen oberirdischen Abfluss finden.

Das Kalkgebiet des Kale Dragovet und bei Kričem enthält auch ähnliche Quellen, sowie bizarre „pešternik“ genannte Höhenfelsen.[3])

Spärlicher treten in unserem Gebiet Serpentinmassen auf. Kahle, dunkelgrüne Serpentinfelsen bilden den Eingang des romantisch schönen Derme dere (Gebirgsschlucht mit einem Dorfe gleichen Namens). Es sind zwei durch krystallinische Schiefergebilde von einander getrennte Serpentinsteininseln; die erste beim Dorfe Dermen dere, die zweite etwas südlicher beim Dorfe Sotir. Das Serpentinfels-Defilé beim Dermen dere-Dorf zeigt an seinen steilen Felswänden ein compactes, hartes Gestein, wogegen die Sotir-Gruppe meist aus knolligen Serpentinbreccien besteht. Das gneissige, an die Serpentingebilde sich

---

[1]) Peštera, bulgar. Grotte, Felsenhöhle.

[2]) Diese reines, wohlschmeckendes Trinkwasser in überreichem Masse spendenden Quellen berührte wohl einst die hier im Hebrusthale von Singidunum nach Byzanz führende Römerstrasse. Das jetzige Tekyra oder Tegyra dürfte dann an die ehemalige Mutatio Tugugerum, die wir aus noch anderen Gründen hieher festsetzen, einigermassen erinnern (S. Const. Jireček: Strasse v. Belgrad n. Constant. Prag 1877, 40).

[3]) Ueber Peštera erzählt Zachariev 62: Wie evident hat dies Dorf den Namen von den vielen Grotten (peštera), welche in seiner Umgebung sich vorfinden. Eine der beiden, $^1/_2$ Stunde gegen SW. entfernten Šjantas-Höhlen (Šjantovi dupky) ist unterirdisch $^1/_4$ Stunde weit, die zweite so geräumig, dass in ihr 2000 Schafe Platz finden. In der $^3/_4$ Stunden gegen NW. entlegenen Strašinova dupka bildet sich unablässig Eis durch gefrierende Tropfen, die von der Decke abträufeln.

Eine $^1/_4$ Stunde vom Dorfe gegen SW. rieselt aus einer zellenartigen Aushöhlung am Felsenhang eine nieversiegende Heilquelle. Beim nördlich $^1/_4$ Stunde entfernten Granitfels sprudelt ein kühler Süsswasserquell, Uskok genannt.

Eine Stunde von Peštera gegen Osten befindet sich der Etropole-See, dessen von einer Mulde herab einfliessendes Wasser keinen Abfluss hat; man sagt, dass es durch den Rhodope-Bergrücken Baba bair und erst beim Dorfe Tekyr auslauft.

anschliessende Nachbargebiet charakterisiren zahlreiche Quarz- und Amphibolit-Einlagerungen.

Zur jetzigen Terrainconfiguration des Rhodope-Gebirgsstockes haben neuere Eruptivgesteine wesentlich beigetragen. Es sind nördliche Fortsetzungen zweier ausgedehnter Trachytzüge, nämlich die des Karlyk dagh und des Persenk (hier Rupčus balkan [1]). Der erstere, westliche, durchbricht die krystallinischen Massen um Peštere dere und ostwärts bis zur Kričma-Schlucht, der letztere, östliche, den Gneiss- und Kalkcomplex zwischen Kričma und Dermen dere. Gneisse und körnige Kalke des Kričma-Defilé trennen diese Trachytmassen. Eine gewisse Verbindung beider bilden erst nordwärts in der unteren Kričma-Gegend vereinzelte Trachytdurchbrüche.

Dem Südrande des Karkarija-Syenitrückens entlang, in östlicher Richtung über Peštere dere bis hinter Bracigovo, nördlich zwischen Bega und Kozarsko dehnt sich ein trachytisches Gebiet aus. Die Kluft des Peštere dere bei Bega trennt Granitgebilde vom Trachytgestein; an den schroffen Hängen des linken Ufers erscheinen die Granite hier wie abgeschnitten von den Trachytmassen des rechten Thalgehänges. Die nordöstliche Fortsetzung finden die Trachyte in den Einzeln-Eruptionen um den Eingang der Kričma-Schlucht, wo sie nicht nur mitten im Kalkgebirg zu Tage brechen, sondern auch in der Thalniederung von Kričem im flachhügeligen Terrain auftauchen. Dies sind auch die nördlichsten Trachytausläufer dieses Grenzgebietes.

Das türkische Dorf Ustina liegt am Eingang einer wilden Gebirgsschlucht; die hier und östlich bis Peruštica wildaufgethürmten Felsenmassen mit den vielgipfeligen, steilen Felsformen und tiefen Schluchten, gehören schon dem gewaltigen Trachytstock des Rupčos balkan (Leštensko [2]) an. Seine hohen Felsgruppen deuten auf vereinte Trachyt-Eruptionen hin; diese dürften auch den Durchbruch der nahen Kalkzone unterhalb Kričem verursacht haben. Nicht allein die Wässer der Kričma und des Peštere dere konnten sich hier Bahn brechen; die Lagerungsverhältnisse, wie die bunten Kalkbreccien der steilen Felsklippe des Dragovet erscheinen dagegen als Spuren einer eruptiven Thätigkeit und Störung im ursprünglichen Kalkterrain; der Kalkfels zeigt da jene Zertrümmerung, wie man sie nur un-

---

[1]) Den Rupčus, auch Rupčos balkan (Rhodope der Rupčus Nahie) bewohnen die Rupci (meist Pomaken).

Die Nachbarschaft des oben kurz geschilderten eisenhaltigen Gebietes an den Ufern der Stara reka verleitet uns zur Vergleichung des Namens Rupci mit dem thracischen Stammnamen Noropsi, spät. Meropsi (Meropes); letztere gelten für die ältesten Metallurgen, die besonders in der Eisenbearbeitung sich hervorthaten und auch Stahl producirten (Safařik: Gesam. Werke, Prag 1862, I. p. 513).

Eine alte Benennung des unweit gelegenen Rhodope-Berglandes Merope erinnert etwa an die Nachkommen der urältesten Erzscheidler.

[2]) Leštensko (Lešnica der Karten) vom bulg. lešta (Linse), die hier in der Pomakengegend viel angebaut wird.

mittelbar um die Trachytdurchbrüche (Kričma-Defilé, Peruštica-Schlucht) vorfindet.

Unter einer imposanten, steil sich erhebenden Felswand dieser ruinenartigen Trachytmassen ist das weitsichtbare Peruštica-Monastyr sv. Teodor (520 Meter Meereshöhe); über dem Kloster thront das vielzackige Gefels des Gradiště (Felsenfeste) von Peruštica (Prištic), wo eine freie, schöne Fernsicht über das mit Ortschaften und künstlichen Hügeln (tumuli) besäte Maricaland, [1]) bis zu der isolirten Berggruppe des Kojun tepe (Schafberge) und den weitsichtigen Höhen der Sredna gora sich uns darbietet. Von hier (660 Meter Höhe) übersehen wir auch die umliegende, einst burgreiche Rhodope-Grenzregion, deren hohe Felsen heute noch so manche Ruine tragen; so trennt uns im Westen ein wildes Felsengeklüft von den nahen, kaum ersteiglichen felsigen Nestern und spärlichen Trümmern der ehemaligen Schwester-Burgfeste St. Justina, des jetzigen Kale von Ustina; weiter westlich erhebt sich hoch über dem Eingang ins Kričma-Defilé das Kale von Kričem und im Hintergrunde jenseits des Peštera-Thales einer der sonst zahlreichen Hissar-(Schloss)berge.

Die Trachyte und die sie begleitenden Tuffe gehören den jüngeren quarzführenden Trachytgesteinen (Rhyoliten) an. Typisch und wegen seiner technischen Verwendbarkeit am bekanntesten ist der Quarz-Trachyt von Bracigovo. [2]) Die röthliche, meist feste Grundmasse enthält viele weisse, bernsteingelbe, oft auch schwarze, dunkelgraue und glasglänzende Quarzkörner neben zahlreichen vorwaltend glasigen Feldspathkrystallen; untergeordnet sind schwarze Glimmerblättchen, seltener Hornblendenadeln. Quarz und Sanidin in gleichmässigen Körnern und Krystallen vertheilt, machen bei einer gewissen Glimmerarmuth selbst die tuffartigen Varietäten zu einem festen, wetterbeständigen Gestein, das sich in grossen Blöcken brechen und leicht bearbeiten lässt. Wegen seiner bedeutenden Consistenz und leichten Bearbeitbarkeit wird der Bracigovo-Trachyt bei grösseren Bauten als Werksteinmaterial viel verwendet und geschätzt.

---

[1]) Das fruchtbare Flachland des linken Marica-Ufers (von Pazardžik bis Philippopel) wird bulg. als Pole, Polsko bezeichnet.

[2]) Dorf Bracigovo (Barcigovo), einer der schönsten Rhodope-Orte, liegt in einer malerischen, gegen Peštere dere auslaufenden Mulde, welche ein Bergwasser (Bracigovski potok) durchrieselt. Trachytblöcke umsäumen hier die mit Bäumen und Gebüsch wechselnden Wein- und Rosengärten. Bracigovo (dieses kleine Kazanlyk der Rhodope), betreibt seit etwa sechs Decennien ergiebige Rosenkultur; das Rosenöl dieses trachytischen Bodens soll besser sein als das des granitischen Balkangebietes. Rosengärten sah ich noch bei Bega, Kozarsko und Dermen dere. Die Bracigover, bekannt als gute „majstori“ (Maurer und Steinmetzer) bearbeiten die grossen trachytischen Blöcke zu Werkstücken (für Kirchen, Klöster, Gewölbe, Brücken- und diverse Bauten); solche findet man in der weiten Umgebung (Pazardžik, Philippopel, Eski Zara, Kazanlyk, Samokov), an Chaussée-Brücken (Pazardžik-Papazly) und bei den zahlreichen Eisenbahnbauten. Auch die alten (Janičaren) Häuser in Pazardžik, Filibé und Papazly enthalten ähnliches Trachytmaterial.

Die östliche (Rupčos-Balkan) Trachytgruppe repräsentirt hier an der Nordgrenze der Trachyt von Peruštica. In einer röthlichen (bei tuffartigen Massen meist röthlichweissen, mürben) Grundmasse schimmern zahllose feine und grössere Sanidinkrystalle, dunkle Glimmerblättchen und viele glashelle Quarzkörner. Vereinzelt erscheinen manchmal grössere Gesteinstrümmer älterer Trachytgebilde und krystallinischer Schiefergesteine. Eckige Gneissstücke im Trachyt eingeschlossen findet man in der mittleren Felsschlucht bei Peruštica, wo man auch andere Trachytarten, die Viquesnel als die des Persenk beschreibt, aus dem Gerölle herausklauben kann. An derselben Stelle zeigen sich auch schwarze, eisenhältige Adern im Trachytfels. Die Nordrandhülle des Trachytzuges bilden meist mürbe, weisse und röthliche Trachyttuffe, die oft wie geschichtet erscheinen, so am Weg von Peruštica zum Kloster sv. Teodor.

Ein Beispiel des Verhaltens der Trachyte zu anderen Gebilden der Tertiärperiode dürfte etwa ein nachbarliches Kohlenvorkommen (südöstlich von Bracigovo unweit Čanakčí) liefern. Bewohner dieser Gegend brachten seiner Zeit ansehnliche Stücke guter Braunkohle nach Tatar Pazardžik; nach Herrn H. Wolf, der als Geologe im Auftrage des Baron von Hirsch im Jahre 1875 die Türkei bereiste und die Gegend besuchte, war es ein durch spätere Trachyteruptionen zertrümmertes tertiäres Kohlenlager, aus dem genannte Kohlen herstammten.

Zu solchen Tertiärschichten gehören wohl auch die verkieselte Stämme führenden Sandsteine und Conglomerate, welche im Dermen dere von der Serpentin-Breccien-Insel bei Sortir angefangen weiter gegen Süden das Thal ausfüllen.

Es erscheint für den nördlichen, ja vielleicht den ganzen Rhodope charakteristisch, dass die kohlenführenden tertiären Schichten nicht in ausgedehnten Flötzen oder Becken vorkommen, sondern durch die im grossen Massstab eingetretenen Eruptionen der Trachytmassen gestört und in einzelne Hochthäler und Thalengen vertheilt wurden, die sie als Ueberbleibsel einstiger vortrachytischer Süsswasserablagerungen heute noch ausfüllen.

Die Diluvial- und Alluvial-Gebilde bestehen aus Sand-, Kies- und Lehm-Ablagerungen. Einige Schotter-Terrassen erscheinen am rechten Marica-Ufer an den Mündungsgebieten der grösseren Nebenflüsse (Vòčja); sporadische Lehmanhäufungen wieder in einigen Anhöhen, wie auf dem isolirten Hügel Baba tepé bei Kadyköj (Kadyovo).

Die körnigkalkigen Bergabhänge bedecken meistens fluviatile Mergel, welche besonders bei einigen An- und Einschnitten der am rechten Ufer der Marica sich hinziehenden Eisenbahn erst zum Vorschein kamen; selbe sind weiss bis gelblich, ziemlich erhärtet und enthalten Schneckenreste; so an der sterilen Lehne gegenüber von Saladinköj (Saladinovo).

In der engen Felsschlucht bei Peruštica (Sredna reka, Mittelbach) an der Kalk- und Trachytgrenze hatten sich unbedeutende sandige Schichten mit kohligen Spuren abgelagert. Diese durch verkohlte Pflanzenreste schwarzgefärbte Alluvial-Grusablagerung ist ganz unbedeutend, von einem Kohlenvorkommen bei Peruštica kann überhaupt keine Rede sein.

Die jurassischen Kalkgerölle im Diluvium von Mähren und Galizien.

Von **Anton Rzehak** in Brünn.

Im 1. Hefte des Jahrbuches der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1878, pag. 1—8, habe ich eine eigenthümliche Facies des mährischen Diluviums beschrieben, nämlich das Vorkommen verschieden grosser, abgerundeter Blöcke eines dichten, gelblichweissen Jurakalkes, welche untermischt mit einzelnen Blöcken von Graniten, Amphibolit, Gneiss, Sandsteinen etc. in einem gelben, sandigen, kalkreichen Lehm völlig regellos eingebettet liegen; ich habe in jener Abhandlung eine Anzahl mährischer Orte citirt, aus deren Umgebung das Vorkommen ähnlicher Bildungen bekannt ist, und zugleich meine Ansicht über die Herkunft dieser Blöcke dahin ausgesprochen, dieselben wären durch temporäre, heftige Fluthen von ihrer secundären Lagerstätte innerhalb eocäner Schichtencomplexe fortgeführt und an der Stelle, wo sie sich jetzt finden, wieder abgelagert worden. Als Stütze dieser Ansicht führte ich das häufige Vorkommen einzelner exotischer Jurakalkblöcke, sowie mächtiger Geröllanhäufungen in den karpathischen Eocänschichten an, und wies speciell auf das Vorkommen von Palkowitz bei Friedland in Mähren hin, an welchem Orte augenscheinlich eine theilweise Auswaschung und Fortführung der im Liegenden eines wahrscheinlich eocänen Sandsteins vorkommenden Jurakalkblöcke stattfand.

Obwohl es schwer werden dürfte, für das Auftreten von temporären, heftigen Fluthen eine erklärende Ursache zu finden (rein meteorologische Ursachen, wie z. B. plötzliche Schneeschmelze, dürften kaum ausreichend sein) und selbst bei Zulässigkeit der Annahme solcher Fluthen die Lagerungsverhältnisse der Gerölle und die Vertheilung der Ablagerungen derselben nicht ganz befriedigend erklärt werden können, schien mir doch die Saussure'sche Hypothese, nach welcher die in den Alpenthälern zerstreuten Blöcke des Juragebirges von reissenden, schlammigen Wasserströmen abgelagert wurden, auch auf die mährischen Ablagerungen anwendbar zu sein; das Vorkommen fremdartiger Gesteine deutete unzweifelhaft auf einen stattgehabten Transport derselben, und ohne Bedenken nahm ich bewegtes Wasser als das hiebei thätig gewesene Agens an.

Nachdem jedoch in neuerer Zeit den mährischen Ablagerungen ganz analoge Vorkommnisse in den Ost-Karpathen von mehreren Geologen beschrieben und hiebei von den meinigen ganz abweichende Ansichten vorgebracht wurden, will ich in dem Folgenden den Versuch machen, die mährischen Geröllablagerungen von einem neuen Standpunkte aus zu beurtheilen; ob die von mir geltend gemachten Ansichten alle zulässig und die aus denselben gezogenen Schlüsse alle richtig sind, mögen geübtere Fachgenossen entscheiden.

Im Jahre 1876 beschrieb J. Niedzwiedzki [1]) eine Ablagerung jurassischer Kalkgeschiebe bei Przemysl in Ost-Galizien; nach den Beobachtungen des genannten Forschers ist der das Santhal südlich begleitende Bergrücken, dessen mittlere (absolute) Höhe gegen 370 M. beträgt, stellenweise bis gegen die oberste Höhe hin von einem kalkreichen Lehm bedeckt, in welchem zahlreiche, abgerundete Blöcke eines hellen, dichten Jurakalksteins eingebettet liegen. Dieselben rühren nach der Ansicht Niedzwiedzki's von der theilweisen Zerstörung einer in der Nähe befindlichen, jedoch bedeckten Jurakalkklippe her und kamen durch Auswaschung aus eocänen Schichten in die diluviale Lehmablagerung. Eine solche Auswaschung konnte thatsächlich stattfinden, denn es findet sich in der Nähe nicht nur eine den eocänen Sandsteinschichten concordant aufgelagerte Kalkbreccie, sondern auch innerhalb eines dünnschiefrigen Sandsteins eine Ablagerung abgerundeter Jurakalkblöcke.

In meiner eingangs erwähnten Abhandlung sprach ich die Ansicht aus, die Tieschaner Gerölle wären die abgerollten Trümmer einer zerstörten Juraklippe; über die Zeit, wann die Zerstörung dieser Klippe stattfand, stellte ich keinerlei Vermuthungen auf, obwohl die Thatsache, dass die Blöcke schon im abgerollten Zustande in eocänen Schichten vorkommen, diese Periode nach einer Seite hin begrenzt. Während ich jedoch ausser der Zerstörung der Klippe und der Auswaschung der Gerölle auch noch deren Fortführung und Ablagerung an einem von der ursprünglichen Lagerstätte mehr oder weniger entfernten Orte annahm, ist Niedzwiedzki der Ansicht, dass die theilweise zerstörten Klippen in unmittelbarer Nähe der jetzigen Geröllablagerungen sich befinden und die noch anstehenden Reste derselben unter der eocänen Schichtendecke verborgen sind; in der That tritt an einigen Stellen der Umgebung von Przemysl ein gelblicher, dichter Jurakalk zu Tage, und obwohl sich die meisten ähnlichen Vorkommnisse, wie z. B. der von mir erwähnte Kalkfels am Tieschaner Hügel, der Tieschaner Kalkfelsen [2]), das von Foetterle [3]) erwähnte Juravorkommen zwischen Skalitzka und Zamersk in Mähren, der Jurafelsen bei Strzylki in Ost-Galizien [4]) etc. etc. als exotische Blöcke von mehr oder minder bedeutenden Dimensionen erwiesen, sieht Niedzwiedzki die Vorkommnisse bei Przemysl für wirklich anstehendes Gestein einer ehemals viel bedeutenderen Juraklippe an.

---

[1]) Beiträge zur Geologie der Karpathen, Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1876, p. 332.
[2]) Nach Hohenegger in Haidinger's Mittheilungen etc. Bd. 6, p. 110.
[3]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1858, p. 25.
[4]) Nach F. v. Hauer im Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1872, p. 395.

Aus diesem Vorkommen von anstehendem Jurakalk in der Nähe der Geröllablagerungen, sowie aus der Verbreitung und der Isolirtheit der letzteren zieht Niedzwiedzki den Schluss, dass ein Transport der Gerölle von Weitem her nicht gut anzunehmen sei; er spricht sich jedoch nicht näher aus über den Ablagerungsmodus derselben und das hiebei thätige Agens, und stellt auch keinerlei Beziehungen her zwischen diesen Bildungen und dem Vorkommen nordischer Granite, Gneisse etc. in der Umgebung von Przemysl.

Im Herbste vorigen Jahres wurden nun die Geröllablagerungen bei Przemysl von zwei schottischen Geologen besprochen, welche hiebei zu Resultaten gelangt sind, die mit den von österreichischen Geologen gewonnenen durchaus nicht übereinstimmen; die Herren Jack und Horne erklären nämlich die Geröllablagerungen bei Przemysl in ihrer im „Quarterly Journal", 1877, p. 673—681, veröffentlichten Abhandlung („Glacial Drift in the North-Eastern Carpathians") für eine Glacialbildung. Obwohl diese Ansicht schon von Herrn Dr. E. Tietze [1]) besprochen und widerlegt wurde, hatte sie mich doch angeregt, die Ablagerungen von Tieschan von einem ganz neuen Standpunkte zu betrachten; dieselben für „Glacial-Drift" zu halten, konnte mir natürlich schon mit Rücksicht auf die orographischen Verhältnisse der Umgebung von Tieschan nicht einen Augenblick lang in den Sinn kommen; dagegen versuchte ich, die fraglichen Ablagerungen mit der „nordischen Drift" in Zusammenhang zu bringen, und zwar hauptsächlich gestützt auf das Vorkommen fremdartiger krystallinischer Gesteine, über deren Ursprung ich in meiner ersten Abhandlung wegen Mangel an dem nöthigen Vergleichsmateriale keine bestimmte Angabe zu machen wagte. Da jedoch Herr Dr. Tietze die in den Karpathen vorkommenden Blöcke von rothem Granit, Orthoklas-Porphyr, Gneiss etc. dem erratischen Diluvium zuschreibt, stehe ich nicht an, bei dem genetischen Zusammenhange, der zweifellos zwischen den galizischen und mährischen Ablagerungen besteht, auch die in den letzteren vorkommenden krystallinischen Gesteine für nordischen Ursprungs zu erklären.

Nach Lyell wird die Hauptmasse der Driftablagerungen aus Trümmern der unterlagernden und benachbarten Gesteine gebildet, während zugleich ein Theil derselben aus solchen Gesteinen besteht, die aus grossen Entfernungen an ihren jetzigen Ort gelangten; diese petrographische Zusammensetzung trifft bei den in Rede stehenden Ablagerungen vollkommen zu, denn während in den verschiedenen Gerölldepôts je nachdem Kalk (Tieschan, Schüttboritz, Przemysl), Sandsteine (Pawlowitz), Eisensteine (Wieterschauer Hügel) etc. bedeutend vorherrschen, kommen auch fast überall Blöcke fremder, krystallinischer Gesteine, unter welchen ein Granit mit rothem Feldspath am verbreitetsten ist, vor.

Was die geographische Verbreitung der nordischen Drift anbelangt, so liegt die für die Ablagerungen derselben charakteristischeste Zone in Mitteleuropa zwischen dem 50. und 70. Grad nördlicher

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1878, Nr. 7, p. 142.

Breite; [1]) wenn demnach die etwas südlicher, nämlich zwischen dem 48. und 49. Grad n. Br. gelegenen Ablagerungen von Tieschan mit der nordischen Drift in genetischer Beziehung stehen, muss auch das Diluvialmeer, welchem die betreffende Driftströmung angehört hat, sich weiter nach Süden erstreckt haben, über ein Gebiet, aus welchem bisher keinerlei marine Bildungen bekannt waren.

Nach den Untersuchungen von Prof. R. H. Credner [2]) ging die Südgrenze des Diluvialmeeres in vielfachen Windungen von Reichenberg in Böhmen südlich von Zittau über Schluckenau, durch die sächsische Schweiz, dann in starkem, nördlichen Bogen über Dresden, am Fusse des Erzgebirges, südlich von Chemnitz und Zwickau bis in die Gegend von Werdau verlaufend.

In Sachsen ist dieser Südrand gut markirt durch marine Sande (Glimmersand), ferner Kies und Geschiebelehm, welche sämmtlich nordische Geschiebe enthalten. Der Kies ist nach Jentzsch [3]) vorwiegend eine Küstenbildung, von gestrandeten Eismassen abgelagert, während der Geschiebelehm ein Schlämmproduct mässig bewegten Wassers ist und von auf offener See treibenden und schmelzenden Eismassen abgesetzt wurde. Da keine Wechsellagerung zwischen Kies und Lehm stattfindet, nimmt Jentzsch an, dass beide Ablagerungen durch eine Festlandsperiode getrennt sind, also zweien Diluvialmeeren entsprechen. Diese beiden Meere entsprechen wieder den beiden Eiszeiten der Alpen.

Die Ablagerungen der nordischen Drift lassen sich von der Nordgrenze Böhmens auch noch ziemlich weit gegen Osten verfolgen; so finden sich z. B. grosse Mengen von Blöcken in der oberschlesischen Ebene, bis in 1000′ Meereshöhe; sie erreichen den Fuss der Karpathen und dringen zwischen Ratibor und Neisse in Massen an die Abhänge des mährisch-schlesischen Gebirges herauf. Erratische Blöcke von Granit und Syenit kommen bei Weidenau, Radun, Grätz, Freistadt, Teschen, Mähr.-Ostrau u. a. O. vor; bei Ottendorf nächst Troppau finden sich petrefaktenreiche, silurische Kalke, die nach Urban [4]) skandinavischen Ursprungs sind. Die nördlich von der mährisch-schlesischen Hauptwasserscheide vorkommenden Ablagerungen von Schotter und Geröllen enthalten nach Kořistka [5]) ebenfalls Geschiebe von Granit und Syenit, deren nordischer Ursprung nach Jeitteles ausser Zweifel ist. Auch am Nordabhange der Karpathen sind deutliche Spuren der nordischen Drift vorhanden; so z. B. kommen nach Niedzwiedzki in den tiefsten Schichten der das Santhal ausfüllenden Diluvialbildungen neben zahlreichen, wenig abgerundeten Geschieben von Karpathensandstein kleinere und grössere erratische Blöcke von rothem Granit, Orthoklasporphyr, Gneiss und Diorit vor; diese Ablagerungen entsprechen nach

---

[1]) Lyell, Geologie, 1857, I. Bd., p. 155.

[2]) Sitzgsber. d. Naturf.-Ges. zu Leipzig, 1875, Nr. 6.

[3]) Das Quartär in der Umgebung von Dresden. Neues Jahrb. f. Min. etc., 1872, p. 450.

[4]) Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 15. Band, p. 315.

[5]) Kořistka: Die Markgrafschaft Mähren und das Herzogthum Schlesien, 1861, p. 177.

meiner Ansicht dem „Geschiebelehm“ Sachsens und sind, wie dieser, eine marine Bildung.

Nimmt man nun an, dass das Diluvialmeer, welchem jene Driftströmung angehört hat, durch welche die nordischen Blöcke in Schlesien, im nordöstlichen Mähren etc. abgelagert wurden, seinem Niveau nach etwa 1000 Fuss (nach Jentzsch die Höhe des Diluvialmeeres in Sachsen) über dem jetzigen Meeresspiegel stand, nimmt man ferner an, dass die damalige Oberflächengestaltung des Festlandes von der jetzigen nicht wesentlich verschieden war, so ist leicht einzusehen, dass nicht nur das nördlich von der mährisch-schlesischen Hauptwasserscheide gelegene Gebiet sich im Zustande der Submersion befand, sondern dass ein Meeresarm durch die Niederung der Oder zwischen dem mährisch-schlesischen Grenzgebirge und den Karpathen in südwestlicher Richtung nach Mähren hereindrang, das jetzige Oder-, Hanna- und Marchthal bedeckte und das Marsgebirge umspülte, dessen höchste Kuppen (Holy kopec 1663′, Nadanow 1150′ etc.) inselartig hervorragten; in dem Gebiete dieses hypothetischen Meeresarms finden sich diluviale Sandablagerungen, mitunter in ziemlich bedeutender Höhe, so z. B. am Roy bei Freistadt (923′), am Naklemberg, südwestlich von Bisenz (835′); die meisten der Sandablagerungen im südlichen Mähren, namentlich jene der Umgebung von Czeitsch, ferner die der sogenannten „Dubrawa“ bei Göding zeichnen sich durch ihren Reichthum an halophilen Pflanzen [1]) aus; es ist demnach nicht unmöglich, dass die meisten dieser diluvialen Sandlager, sowie auch das von mir schon in meiner ersten Abhandlung erwähnte Flugsandgebiet von Neuhof marinen Ursprungs sind.

Bekanntlich war auch die ungarische Ebene vom Diluvialmeere bedeckt, wie die noch vorhandenen, an Chlornatrium reichen Wassertümpel und die allenthalben verbreiteten Salzpflanzen beweisen. Nach Freiherr v. Richthofen's [2]) Untersuchungen lassen sich auch bei diesem Diluvialmeere bedeutendere Niveauschwankungen, wie sie Jentzsch für das die norddeutsche Ebene bedeckende Diluvialmeer nachwies, erkennen.

Wie Suess [3]) aus dem Vorkommen mariner Gerölle nördlich vom Rosaliengebirge geschlossen hat, reichte dieses Diluvialmeer einmal bis in die Gegend von Wien.

Die bei beiden Diluvialmeeren, nämlich dem die norddeutsche und dem die ungarische Ebene bedeckenden, nachgewiesenen Niveauschwankungen lassen auf einen Zusammenhang derselben schliessen, obwohl es schwer möglich ist, präcise jene Landstrecken zu bezeichnen, welche damals submersirt waren und dadurch die Verbindung des norddeutschen und des ungarischen Diluvialmeeres herstellten; mit

---

[1]) Vergl. hierüber: J. Bayer, Salzpflanzen der Umgebung von Czeitsch, Verh. d. zoolog. botan. Vereins in Wien, 1852, p. 23, und Al. Makowsky's „Flora des Brünner Kreises“, 1863, p. 56—62.

[2]) Marines Diluvium der ungar. Ebene. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, B. 10, p. 460.

[3]) Verh. d. geol. Reichsanstalt, Bd. 9, pag. 101.

grosser Wahrscheinlichkeit kann man jedoch annehmen, dass das von der oberschlesischen Ebene im NO. von Mähren bis an das Marsgebirge heranreichende norddeutsche Diluvialmeer mit dem bis Wien reichenden ungarischen Meere durch das ebenfalls submersirte Marchfeld in Zusammenhang gestanden ist.

Durch die Annahme, dass die mährischen und galizischen Geröllablagerungen in genetischem Zusammenhange mit der nordischen Drift stehen und demnach marine Bildungen sind, werden manche Eigenthümlichkeiten derselben erklärt, welche bei Annahme von reissenden Süsswasserfluthen als thätiges Agens nur unzureichend erklärt werden können.

Vorerst ist es das Vorkommen nordischer Blöcke, welches nur auf die nordische Drift zurückgeführt werden kann, wenn man nicht etwa annehmen will, dass dieselben zugleich mit den Jurakalkblöcken aus eocänen Schichten ausgewaschen worden sind; exotische Blöcke krystallinischer Gesteine sind in den karpathischen Schichten nicht selten, dieselben rühren jedoch meistens von solchen Orten, die nicht sehr weit von ihrer jetzigen Lagerstätte entfernt sind. Sollten sich jedoch irgendwo Gesteine von zweifellos nordischer Herkunft auf eocänen Lagerstätten finden, so müsste man nothwendiger Weise eine antediluviale (eocäne) „nordische Drift“ annehmen; der ganze Vorgang der Geröllablagerung müsste dann in derselben Art und Weise, wie er nach meiner Ansicht erst in der Diluvialzeit stattfand, in die Eocänperiode zurückverlegt werden, während durch diluviale Fluthen blos eine Auswaschung der zur Eocänzeit abgelagerten Gerölle stattfand.

Ausser dem Vorkommen nordischer Gesteine sind es noch die tektonischen Verhältnisse, ferner die Isolirtheit der einzelnen Ablagerungen und die petrographische Verschiedenheit des Materials derselben, welche durch die Wirkung reissender Süsswasserfluthen nicht hinlänglich erklärt werden.

Durch die Art und Weise, wie die Blöcke in den Ablagerungen angehäuft sind, kann man leicht verleitet werden, dieselben für eine Glacialbildung zu halten; namentlich in den Karpathen, wo Gletscherspuren unzweifelhaft nachgewiesen sind, ist dieser Irrthum wohl verzeihlich, während für die mährischen Ablagerungen die Möglichkeit einer ehemaligen Gletscherwirkung aus orographischen Gründen schon von vorneherein ausgeschlossen werden muss. Auch als Muren, mit denen sie ebenfalls einige stratigraphische Merkmale gemein haben, können diese Ablagerungen nicht angesehen werden, indem Murbrüche nur dem Hochgebirge eigenthümlich sind und nach G. A. Koch [1]) gewöhnlich nur dort entstehen, wo kurze, enge, steil abgedachte Nebenthäler in ein grösseres Hauptthal einmünden. Wollte man sie endlich für Schuttkegel halten, die an den Mündungen grosser, rasch fliessender Gewässer in Süsswasserseen oder in das Meer gebildet wurden, so müsste man mit Rücksicht auf die petrographische Verschiedenheit der

---

[1]) G. A. Koch: Ueber Murbrüche in Tirol, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 25, p. 97.

Gerölle für jede einzelne Ablagerung ein separates Flussgebiet annehmen; dann bliebe jedoch noch immer die Verschiedenheit in der Grösse der Blöcke unaufgeklärt, da fliessendes Wasser auch beim Eintritte in Seebecken, wobei die Geschwindigkeit und Transportfähigkeit natürlich herabgemindert und endlich aufgehoben wird, auf das mitgeführte Materiale immer noch sortirend wirkt, so dass Schlamm und Sand am weitesten in das Seebecken hineingeführt werden, während von Geschieben die kleineren ebenfalls weiter hineinreichen als die grösseren Blöcke. So wird z. B. beim Eintritte der Rhône in den Genfer-See der Schlamm bis auf 1 Meile weit in den See getrieben, und findet sich in einer Tiefe von etwa 500 Fuss zwischen St. Gingolf und Vevey, daselbst den Seeboden erhöhend; dagegen treibt ein Bergstrom bei Ripaille Geschiebe in den See, die ein weit stärkeres Fallen annehmen, indem schon in einiger Entfernung vom Ufer eine Tiefe von 450 Fuss herrscht.

Blöcke von sehr verschiedener Grösse, Sand und Schlamm können g l e i c h z e i t i g nur dann abgelagert werden, wenn der Wasserstrom, welcher diese Materialien mitführt, auf irgend eine Art eine plötzliche Stauung erfährt; für die mährischen Ablagerungen ist eine derartige Entstehungsweise nicht anzunehmen, da hier solche Veranlassungen, welche ähnliche Katastrophen im Hochgebirge bedingen, ausgeschlossen sind, und die flachen Kuppen, auf welchen die Ablagerungen vorkommen, der strömenden Wasserfluth kein solches Hinderniss entgegensetzen konnten, dass durch die Wucht des Anpralls das Trägheitsmoment derselben aufgehoben und sämmtlicher mitgeführte Detritus, d. h. sowohl Schlamm als auch grössere Blöcke abgesetzt werden konnte.

Nur ein zusammenhängender Hügelzug hätte als eine Art Staudamm wirken können; beim Anprall an einzelne, isolirte Kuppen hätte wohl die Fluth eine Rückstauung erlitten, wäre dann aber jedenfalls zu beiden Seiten derselben ausgewichen, hätte vielleicht die zwischen den Kuppen liegenden Sättel vertieft und die Mulden mit der Hauptmasse des mitgeführten Gesteinsdetritus angefüllt. Nun ist aber für die mährischen Ablagerungen gerade das Vorkommen an den Gipfeln und Abhängen der Hügel charakteristisch, während in der Niederung nur einzelne, kleinere Gerölle an der Oberfläche zerstreut liegen, und augenscheinlich von oben herabgerollt oder herabgeschwemmt wurden.

Die verschiedenartigen Gesteinsfragmente, welche von rasch fliessenden Gewässern mitgeführt werden, werden ihrer Qualität nach im ganzen Strombett ziemlich gleichförmig vertheilt, so dass es nur zufällig geschehen kann, dass an einer Stelle dieses, an einer anderen jenes Gestein vorherrscht. In Folge dessen muss die Thätigkeit des fliessenden Wassers bei den mährischen Geröllablagerungen wohl nicht ausgeschlossen, doch aber sehr beschränkt werden; auf keinen Fall kann jedoch angenommen werden, dass selbst die auf einem kleinen Flächenraum vertheilten Ablagerungen, wie z. B. jene der Umgebung von Tieschan, alle auf eine und dieselbe Fluth zurückzuführen seien, indem die Gesteine selbst in unmittelbar benachbarten Ablagerungen petrographisch sehr verschieden sind.

Die meiste Aehnlichkeit scheinen die mährischen und galizischen Geröllablagerungen mit den in Schottland unter dem Namen „Till“

bekannten Ablagerungen zu besitzen; dieselben enthalten Blöcke verschiedener Gesteine in einer geschichteten Thonmasse eingebettet, und sind nach Lyell[1]) eine submarine Bildung. Die sogenannten „åsar“ in Schweden sind schmale, gewöhnlich von NNO. nach SSW. streichende, aufgestürzten Dämmen ähnliche Hügel, die ganz aus losen Blöcken zusammengesetzt werden; manchmal sind sie mit Sand untermengt (sand-åsar), wodurch sie ebenfalls eine gewisse Aehnlichkeit mit einigen der mährischen Geröllablagerungen erhalten.

Im mittleren England finden sich zahlreiche Ablagerungen verschiedenartiger Gerölle, nach Conybeare's Beobachtungen besonders an dem westlichen Escarpement der unteren Oolithschichten; in den nördlichen Umgebungen des Seegebirges, an der Küste unfern Maryport am Hayton Castle, finden sich grosse Gesteinsblöcke, und in den Niederungen an der Ostküste, zwischen Tweed und Themse, Gerölle aus Norwegen.

In Schweden fand Lyell neben Sand und Geröllen Schichten mit Muscheln, und auch in Dänemark fand man dicht neben dem Geröllthon recente Muscheln in geschichteten Lagern.

Alle die erwähnten Ablagerungen von Geröllen tragen mehr oder weniger deutlich den Charakter mariner Bildungen und lassen eine zweifache Thätigkeit des Meeres erkennen; dasselbe wirkt nämlich entweder blos durch die mechanische Kraft seiner Wogen, durch welche nicht nur an klippenreichen Ufern, sondern auch an weit vom Lande entfernten Felseninseln, felsigen Untiefen etc., grössere Gesteinsmassen zerstört und aus den Trümmern Geschiebebänke oder selbst Trümmerwälle gebildet werden; oder das Meer wirkt auch transportirend durch die ihm eigenthümlichen Strömungen, von welchen für uns die sogenannten „Driftströmungen“, und von diesen wieder speciell die sogenannte „nordische Driftströmung“, die grösste Wichtigkeit besitzen.

Es soll nun untersucht werden, wie weit die Entstehung der mährischen und galizischen Geröllablagerungen durch die Wirkungen des Meeres erklärt werden kann; das einfachste und natürlichste Bild, welches man sich von dem Vorgang der Geröllablagerung, den zu jener Zeit bestandenen Verhältnissen und den wirkenden Kräften machen kann, ist ungefähr Folgendes:

Das Gebiet, in welchem die fraglichen Ablagerungen vorkommen, war vom Diluvialmeere, respective von einem das norddeutsche und ungarische Diluvialmeer verbindenden Meeresarm bedeckt; über das Niveau desselben ragten die höchsten Kuppen des Marsgebirges, bestehend aus eocänen Sandsteinen, Conglomeraten etc., sowie zahlreiche Klippen von Jurakalk und anderen Gesteinen empor.

Sowohl die am Strand befindlichen als auch die weit von demselben entfernten Klippen und felsigen Untiefen wurden durch die mechanische Kraft der Wogen einer mehr oder weniger weitgehenden Zerstörung unterworfen, die Trümmer mehr oder weniger abgerollt und von den-

[1]) Lyell: I. B., 1857, p. 171.

selben entweder förmliche Geschiebebänke oder blos ganz regellose Anhäufungen gebildet; wo sich Geröllablagerungen in eocänen Schichten vorfanden und von der Brandung erfasst werden konnten, wurden die Gerölle ausgewaschen und mit Trümmern der Hangendgesteine vermengt am Strande abgelagert. Auf diese Art ist es leicht erklärlich, wie es kommen konnte, dass neben den kleineren, die Geschiebebank bildenden Gesteinsfragmenten auch Blöcke von mitunter ungeheueren Dimensionen abgelagert wurden. Aehnliche Vorgänge und Bildungen sind ja noch heute an felsigen Meeresufern zu beobachten; im Jahre 1824 wurden an der Südküste von England während eines Sturmes Blöcke von 40—100 Centnern Gewicht durch die Wellen losgerissen und herumgetrieben; ein Kalksteinblock von 140 Centnern Gewicht wurde 150 Fuss weit geführt und einige andere Blöcke dieser Grösse ganz fortgespült.

Auf den Scilly-Inseln werden die Granitblöcke, welche von den Klippen herabstürzen, rund gerieben und bilden bei stürmischem Wetter das Spielwerk der Wellen des atlantischen Oceans. Mitunter spielt auch die Wirkung von Quellen und Flüssen bei Zerstörung von Klippen eine mehr oder weniger wichtige Rolle, wie dies Sir Henry de la Beche[1]) bei Lyme Regis und Axmouth, sowie auf der Insel Wight nachwies.

Bezüglich der Entstehung unserer Geröllablagerungen lassen sich nun folgende Fälle unterscheiden:

a) Die Klippen wurden schon während der Eocänperiode zerstört und die Wirkung des Diluvialmeeres beschränkte sich auf die Auswaschung der Geschiebe aus eocänen Schichten und Zuführung fremder Gesteine durch Eis.

b) Die Klippen ragten noch theilweise über den Spiegel des Diluvialmeeres, und wurden durch die Brandung desselben zerstört.

c) Die zerstörende Wirkung des Diluvialmeeres betraf sowohl die eocänen Geröllschichten, als auch die noch theilweise anstehenden Reste der ehemaligen Klippe.

Im ersten Falle wurden bei der Auswaschung der Gerölle die Hangendschichten der Geröllablagerung ganz zerstört, so dass die Gerölle jetzt auf den obersten Stellen liegen, oder es blieb ein Theil der Hangendschichten stehen, und die Gerölle bedecken nun scheinbar den Abhang des Hügels oder Hügelzuges.

Selbstverständlich konnten die Gesteinsblöcke durch die mechanische Kraft der Wogen aus ihrem Lager ausgewaschen und nach verschiedenen Richtungen hin- und herbewegt werden; niemals konnten jedoch dieselben aus einer tieferen Lage in eine höhere gebracht werden, weshalb man für solche Ablagerungen, deren Materiale unzweifelhaft aus eocänen Schichten ausgewaschen wurde und die jetzt in Bezug auf die benachbarten Schichten die höchsten Punkte einnehmen, eine Zerstörung der überlagernden Gesteine durch diluviale Fluthen annehmen muss.

---

[1]) De la Beche: Geologie, nach dem „Geological Observer“ von Sir Henry T. de la Beche, bearbeitet von Dr. E. Dieffenbach, 1853, p 25.

J. Niedzwiedzki sagt von den Jurakalkblöcken von Przemysl, dass sie an den Abhängen der das Santhal begleitenden Hügel „bis an die oberste Höhe“ dieser letzteren vorkommen; sie liegen daselbst in einem kalkreichen Lehm eingebettet, und konnten natürlich nur von oben herab in denselben gelangt sein. Sie haben also ursprünglich ein höheres Niveau eingenommen, und wurden überdies von eocänen Schichten überlagert; diese letzteren sind überall dort, wo die Gerölle jetzt bis zur obersten Höhe hinaufreichen, zerstört worden. Dagegen blieb dort, wo die Gerölle jetzt nicht auf dem Gipfel des Berges liegen, ein Theil der überlagernden Schichten erhalten, und bildet die obersten Punkte des Berges oder Bergrückens. An steilern Gehängen konnte es wohl auch geschehen, dass die abgerollten Gesteinsblöcke immer weiter herabgeschwemmt wurden, so dass endlich das unterlagernde Gestein zu Tage trat, und beim Sinken des Meeresspiegels als „Klippe“ über denselben hervorragte.

Im zweiten Falle konnte es leicht geschehen, dass von den steilen Jurakalkklippen einzelne grössere Trümmer losgerissen, auf den Meeresgrund hinabgerollt und dort in Schlamm und Sand eingebettet wurden, so dass sie nunmehr als colossale, exotische Blöcke erscheinen; auf diese Weise erklärt sich das Vorkommen bei Skalitzka, Tieschan etc. [1]) Durch die fortschreitende Zerstörung der Klippe wurden immer flacher abgedachte Geschiebebänke gebildet, bis endlich die noch anstehenden Felsmassen von abgerundeten, mit Sand und Schlamm vermengten Gesteinstrümmern gänzlich überdeckt wurden, so dass jetzt von den ehemaligen Klippen keine Spur mehr zu sehen ist. Es konnten jedoch auch selbstverständlich einzelne Klippen erhalten bleiben, wie dies auch wirklich geschehen ist; ja es mochten sogar an manchen Stellen die unter eocänen Schichten verborgen gewesenen Kalkfelsen erst durch die erodirende Wirkung der Meereswogen entblösst worden sein.

Im dritten Falle endlich erstreckte sich die erodirende Thätigkeit der Brandung sowohl auf anstehende Gesteinsmassen, als auch auf die in eocänen Schichten liegenden Gerölle; dies scheint namentlich für die Przemysler Ablagerungen zu gelten, denn wie bereits erwähnt, finden sich daselbst jetzt noch anstehende Jurakalkfelsen und auch intact gebliebene eocäne Geröllschichten.

Die auf die bezeichneten drei Arten entstehenden Geröllablagerungen enthalten jedoch nur solche Gesteine, die an Ort und Stelle, oder wenigstens in der nächsten Umgebung anstehend angetroffen werden; zur Erklärung des Vorkommens fremder Gesteine muss noch die Wirksamkeit einer transportirenden Kraft angenommen werden.

Was die aus dem Norden Europa's stammenden Gesteinsblöcke anbelangt, so ist es bekanntlich die Driftströmung, welche Eisberge und mit diesen zugleich Fragmente verschiedener Gesteine nach süd-

---

[1]) Von dem bekannten Tichauer Jurakalk sagt Hohenegger in W. Haidinger's „Mittheilungen etc.“, Band 6, p. 110: „Der Tichauer Kalk ist wahrscheinlich nichts anderes, als ein von höheren Bergen in den Meeresschlamm herabgerolltes, colossales Felsstück.“

licheren Breiten hinabführt; diese Eisberge stammen von den nordischen Gletschern und führen sowohl einzelne, grössere, von eisfreien Felsspitzen auf den ehemaligen Gletscher herabgestürzte Blöcke, als auch ganze Trümmerhaufen, welche Reste ehemaliger Moränen sind.

Die Eisberge führen jedoch nicht nur lose auf ihrem Rücken liegende Gesteinsblöcke mit sich, sondern auch solche Trümmer, die in der Eismasse eingefroren sind; dieselben stammen nun entweder auch aus dem ehemaligen Gletschergebiete, wo sie als „Grundschutt" des Gletschers bei der Fortbewegung desselben an der Unterseite und den Seitenwänden durch den Druck, die damit verbundene Verflüssigung und nachherige Regelation des Eises in die Eismasse gelangten; oder aber es wurden die Gesteinstrümmer bei dem Auffahren des Eisberges an Klippen, Untiefen oder felsigen Ufern auf ähnliche Art wie der Gletscherschutt, nämlich durch Regelation des Eises festgehalten; auf diese letztere Art erklärt Jentzsch das Vorkommen der Feuersteine in den marinen Ablagerungen des Dresdener Quartärs, indem er annimmt, dass dieselben von den damals submersirten Inseln Rügen, Möen etc. durch auffahrende Eisberge aufgenommen und dann weitergeführt wurden.

Auch die Hauptmasse der nordischen Geschiebe des sächsischen Quartärs ist nach dem genannten Forscher nicht auf dem Rücken der Eisberge, sondern in der Masse derselben eingefroren transportirt worden; in den mährischen Ablagerungen treten die nordischen Gesteine nur untergeordnet auf und sind meist mehr oder weniger abgerundet, während der Gletscherschutt fast ausschliesslich aus eckigen, oder doch nur wenig abgerundeten Fragmenten besteht; die nordischen Blöcke der mährischen Ablagerungen scheinen demnach auf der Oberfläche der Eisberge transportirt worden zu sein, also ehemaligen Moränen angehört zu haben; bekanntlich sind abgerundete Blöcke in Gletschermoränen nicht gar selten. Natürlich konnten auch ursprünglich eckige Gesteinstrümmer erst nach erfolgter Ablagerung eine mehr oder weniger vollkommene Abrundung erfahren haben, auf dieselbe Art wie die Trümmer zerstörter Klippen durch das Wellenspiel der Brandung nach und nach abgerundet wurden.

Während also die nordischen Geschiebe der Tieschaner Ablagerungen wahrscheinlich meist auf Eis transportirt wurden, erscheint ein grosser Theil der die Ablagerungen zusammensetzenden Gesteine auf dieselbe Art wie die Geschiebe des mährischen Quartärs, nämlich im Eise eingeschlossen an den jetzigen Ort gebracht worden zu sein; es sind dies die Sandsteine, Amphibolite, Eisensteine etc., welche untergeordnet in den genannten Ablagerungen vorkommen und gewöhnlich nur wenig oder gar nicht abgerollt sind. Ihrem Ursprung nach stammen sie von solchen Punkten, an welchen die schwimmenden Eisberge der Drift mehr oder weniger heftig angefahren, mit Gesteinsdetritus beladen und endlich wieder flott geworden sind; die Strömung trieb dieselben dann noch so weit südwärts (beziehungsweise südwestwärts), bis die Eismassen entweder auf offener See abschmolzen oder an Geschiebebänken, Klippen etc. festgehalten wurden.

Es wurde schon darauf hingewiesen, dass fliessendes Wasser an der Zerstörung felsiger Meeresufer theilnehmen kann; es ist demnach nicht ausgeschlossen, dass auch auf diese Weise einzelne Fragmente fremder Gesteine in die durch Zerstörung von Strandklippen gebildeten Geschiebebänke gelangen können; dies ist wieder auf eine zweifache Art möglich, nämlich durch die fortbewegende Kraft des Wassers, wobei die Trümmer abgerollt wurden, oder durch die Fortbewegung von Eisschollen, welche die in diesem Falle meist eckigen oder wenig abgerundeten Gesteinsstücke an der Unterseite eingefroren enthielten. Dass das sogenannte „Grundeis" der Flüsse nicht selten Gesteinsfragmente eingeschlossen enthält, ist eine bekannte Sache, und ist demnach auch die Möglichkeit eines Transportes derselben stromabwärts selbst bis in das Meer nicht ganz ausgeschlossen. Es können auf diese Art mitunter ziemlich grosse Gesteinsblöcke weit seewärts getragen werden, wodurch das Vorkommen derselben in subpelagischen Ablagerungen erklärt wird.

Im sächsischen Diluvium bezeichnen mariner Sand und Kies die erste Glacialperiode, während welcher Scandinavien total vergletschert war, so dass keine Gesteinsblöcke auf die Oberfläche der Gletscher gelangen konnten; die Eismassen enthielten blos Gletscher-Grundschutt eingeschlossen.

Zum Schlusse der Eiszeit (in der zweiten Glacialperiode), wo mehr Land entgletschert war, konnten auch einzelne Gesteinsblöcke, so wie ganze Moränen auf der Gletscheroberfläche vorkommen; diese zweite Periode war milder als die vorhergehende, denn die Eismassen wurden schon früher, auf offener See geschmolzen und die Blöcke und Geschiebe gleichmässig zerstreut. In der ersten Periode wurden der Sand und Kies des Dresdener Diluviums, in der zweiten die eigentlichen erratischen Blöcke und der sächsische Geschiebelehm abgelagert.

Die in der oberschlesischen Ebene, in Oesterr.-Schlesien und im n. ö. Mähren vorkommenden erratischen Blöcke wurden ebenfalls während der zweiten Glacialperiode abgelagert, da sie offenbar von schmelzenden Eismassen auf den Meeresgrund hinabsanken; in dieser Periode schmolzen also die Eisberge der Drift bereits zwischen dem 50. und 49. Grad n. Breite ab; da nun gesagt wurde, dass die nordischen Gesteine der Tieschaner Ablagerungen meist von strandenden Eismassen abgelagert wurden, und diese Ablagerungen zwischen dem 49. und 48. Grad n. Br. liegen, so muss die Entstehung derselben in die erste Glacialperiode verlegt werden, indem nur während dieser kälteren Periode die nordischen Eismassen so weit südwärts geführt werden konnten. Wenn nun die krystallinischen Gesteine der Tieschaner Ablagerungen, wie früher angenommen wurde, auf Eis transportirt wurden, so kann während der ersten Glacialperiode der europäische Norden nicht, wie Jentzsch annimmt, „total" vergletschert gewesen sein, sondern es mussten immer noch einzelne Felsspitzen über die ungeheuere Eisdecke hervorgeragt haben, so dass losgerissene Gesteinstrümmer auf die Oberfläche derselben gelangen konnten.

In Sachsen sind die beiden Diluvialmeere durch eine Periode der Erhebung getrennt, und auch an dem ungarischen Diluvialmeere lassen

sich, wie bereits erwähnt, Niveauschwankungen nachweisen; diese Niveauschwankungen scheinen jedoch nicht blos das Wasser, sondern auch das feste Land betroffen zu haben, da sonst unter der Voraussetzung, dass die beiden Diluvialmeere (das norddeutsche und das ungarische) in Verbindung gestanden sind, die Trockenlegung derselben und des verbindenden Meeresarms sowohl dem Raume als auch der Zeit nach viel gleichmässiger und gleichförmiger hätte vor sich gehen müssen, als sie in der That vor sich gegangen zu sein scheint.

Allem Anscheine nach ist nämlich die Trockenlegung des hypothetischen Meeresarms und der norddeutschen Ebene schon in einer früheren Periode und viel rascher erfolgt, als die der ungarischen Ebene. Die letztere wurde, wie F. v. Richthofen [1]) sagt, „erst vor Kurzem vom Meere verlassen", und zeigt deshalb jetzt noch grosse Aehnlichkeit mit den norddeutschen Küstengegenden, gewissen Theilen Aegyptens und den Ufergegenden der Sahara; Flugsand, salzreiche Wassertümpel und die charakteristischen Salzpflanzen lassen die ungarische Ebene sofort als ehemaligen Meeresboden erkennen.

In Norddeutschland sind die Spuren des Diluvialmeeres schon mehr verwischt, und selbst in dem Sandgebiete der Mark weitaus nicht so prägnant, wie in der ungarischen Ebene; am wenigsten deutlich erhalten blieben jedoch die marinen Gebilde in dem Gebiete des die beiden Diluvialmeere verbindenden Meeresarmes.

Die besprochenen Geröllablagerungen, einzelne isolirte Partien von Flugsand mit halophilen Pflanzen sind die Reste ehemals ausgedehnterer, mariner Ablagerungen. [2]) Dass von denselben so wenig erhalten blieb, hat seine Ursache darin, dass die nach der ersten Glacialperiode eingetretene Erhebung des Festlandes sich auch auf den zwischen dem norddeutschen und ungarischen Diluvialmeere liegenden Landstrich erstreckte und zur Folge hatte, dass der beide Meere verbindende Arm zuerst trocken gelegt wurde, worauf die Entfluthung der norddeutschen und viel später auch die der ungarischen Ebene erfolgte. Selbstverständlich waren die Gebilde des zuerst entflutheten Gebietes weit länger den zerstörenden Einflüssen der Atmosphärilien, fliessenden Wassers etc. ausgesetzt, und konnten demnach auch nicht so deutlich den marinen Charakter bewahren.

Der ganze Bau von Annahmen und Folgerungen, aus welchen vorstehende Abhandlung besteht, basirt auf der Ansicht, dass die

[1]) Marines Diluvium der ungar. Ebene, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 10, p. 460.

[2]) Das gänzliche Fehlen mariner Conchylien im mährischen Diluvium kann nicht auffallen, wenn man bedenkt, wie selten solche Conchylien im Diluvium überhaupt sind. Bis 1864 waren aus diluvialen Ablagerungen nur Land- und Süsswasserconchylien bekannt; in dem genannten Jahre beschrieb Römer die ersten zwei marinen Conchylien aus dem Diluvium von Bromberg; in den folgenden Jahren wurden bei Berlin, in den sächsischen Glimmersanden und einigen anderen Orten marine Conchylien gefunden, und sind bis jetzt im Ganzen etwa 20 Arten bekannt, die sich auf 12 Fundorte vertheilen.

krystallinischen Gesteine der Tieschaner Ablagerungen, wie jene der analogen Ablagerungen von Przemysl, dem nordischen Diluvium angehören und durch die „nordische Drift“ selbst an Ort und Stelle gebracht wurden; ich hoffe, dass das auf dieser Basis aufgeführte Gebäude sicher genug steht, und dass es nur dann einstürzt, wenn eben das — Fundament nachgibt.

Geologische Skizze des Hochgebirgstheiles der Sierra Nevada in Spanien.

Von **Dr. Richard von Drasche.**

Mit 5 Tafeln (Nr. VII—XI).

Das höchste Gebirge der Iberischen Halbinsel mit Gipfeln, die selbst die Pyrenäen an Höhe übertreffen, liegt im äussersten Süden Spaniens, bekannt unter dem Namen der Sierra Nevada.

Sie bildet einen Theil des andalusischen Gebirges, welches Dr. M. Willkomm in seinem Werke: „Strand- und Steppengebiete der Iberischen Halbinsel und deren Vegetation" in kurzen Strichen meisterhaft in seinen topographischen Eigenthümlichkeiten geschildert hat. Dieses Gebirgsland beginnt an der Westküste Spaniens südlich von Cadiz und zieht sich bis zur Ebene von Murcia in einer Ausdehnung von etwa 44 geographischen Meilen hin. Es is als eine gewaltige WSW.—NNO. streichende Hochebene zu betrachten, die gegen Norden zum Guadalquivir sich langsam abdacht.

Hauptsächlich im Süden sind diesem Plateau gewaltige Gebirgszüge aufgesetzt, die an der Mittelmeerküste mit ziemlich steilem Abfalle endigen. So bietet sich fast überall mit Ausnahme weniger kleiner Ebenen, an Flussmündungen gelegen, die Mittelmeerküste als ein steiles Gehänge dar.

Die Sierra Nevada, welche dem östlichsten Theile dieses Plateau aufgesetzt ist, ist ein langgestrecktes, wenig modellirtes Kettengebirge mit WSW.—NNO. Streichen.

Wir unterscheiden am besten eine Centralkette und die nördlichen und südlichen Vorberge. Die Hauptkette, welche wir als Sierra Nevada im engeren Sinne bezeichnen wollen (es wird im gewöhnlichen Sprachgebrauch auch nur dieser Theil als die Nevada bezeichnet, während die Vorberge stets mit ihren Specialnamen benannt werden), beginnt im Westen, knapp bei Granada, ziemlich steil und unvermittelt längs einer nord-südlich verlaufenden Linie. An ihrem Fuss liegt die brennend heisse Vega de Granada, die sich westlich bis gegen Loja ausdehnt.

Die Strasse, die von Granada nach Motril führt, zieht sich fast stets am Westabhange der eigentlichen Nevada hin.

Kaum im Westen begonnen, erreicht das Gebirge auch schon seine grössten Höhen im Monte Caballo, Picacho de Veleta und Mulahacen, um dann, sich nie mehr zu ähnlichen Höhen erhebend, langsam an Kammhöhe abzunehmen und sich östlich in der Provinz Almeria in einzelne niedere Rücken aufzulösen.

Im Osten kann der bei Hueneja an der Grenze der Provinzen Almeria und Granada entspringende Rio de Almeria als Grenze sowohl der Sierra Nevada im engeren Sinne als auch in der weiter gefassten Bedeutung angesehen werden.

Im Süden der Sierra bildet der Rio Grande, der sich westlich in den Guadalfeo ergiesst, eine natürliche Grenze gegen das Küstengebirge.

Weiter im Osten bezeichnet der in seinem Unterlauf in einem Längsthal fliessende Andarax die Grenze dieses Gebirges.

Die südlichen Vorberge zerfallen wieder ganz natürlich durch tief eingerissene Querthäler von West nach Ost in die Sierras Lujar, Contraviesa und Gador.

Die Sierra Lujar wird im Westen von den oben erwähnten Guadalfeo begrenzt, im Osten zum Theil durch den Rio de Torbiscon, geht aber südlich von ihm in die Sierra Contraviesa über, die ihrerseits wieder östlich von der tiefen Schlucht eines andern Rio Grande, der bei Adra in das Meer mündet, begrenzt wird. Im Osten dieses tiefen Risses erhebt sich bis zum Rio de Almeria die Sierra Gador.

Nicht so bequem und naturgemäss wie im Süden trennt sich im Norden die Sierra von ihren Vorbergen. Auf der westlichen Hälfte des Nordabfalls der Sierra erhebt sich ein schroffes Kalkgebirge, dessen südlicher Rand nördlich von Granada seinen Anfang nimmt und östlich bis Diezma zu verfolgen ist. Dieses im Grossen und Ganzen Sierra Jarana genannte Gebirge ist durch Parallelketten mit der Sierra in Verbindung. Weiter nördlich scheint sich dieses Gebirge, soweit ich nach vorhandenen Karten urtheilen kann, in zahlreichen Parallelketten unter verschiedenen Namen bis an die Grenze der Provinz zu erstrecken.

So unbestimmt die Grenzen dieses Kalkgebirges nach Süden sind, so schroff ist es nach Osten abgegrenzt.

Längs einer im Allgemeinen nord-südlichen nach West ausgebauchten Linie, die man von Diezma über La Peza bis nach Lugros ziehen kann, fällt das Kalkgebirge der Sierra Jarana und der sie mit der Nevada verbindenden Berge steil gegen die Ebene von Guadix ab, die nun längs des Nordrandes der Sierra an dieselbe herantritt.

Oestlich von Guadix taucht die langgezogene Sierra Baza aus der Hochebene auf, begleitet die Sierra, durch die Ebene getrennt, in einiger Entfernung und schliesst sich dann an die Sierra Filabres in der Provinz Almeria an.

So einfach wie die orographischen Verhältnisse gestaltet sich auch die Hydrographie der Sierra.

Die im Norden der Sierra entspringenden Flüsse eilen, vermöge der nördlichen Abdachung, dem Guadalquivir zu. Vor Allen ist der Rio

Genil als der einzige im Sommer reichlich wasserführende Fluss hervorzuheben. Er entspringt an der Veleta und erreicht bei Granada die Ebene.

Ihm vereinigen sich oberhalb Senes die in einem Längsthal strömenden Aguas Blanquillas; der Darro ergiesst sich bei Granada in den Genil, ebendort auch der Monachil, der aus den zerklüfteten Kalkbergen der westlichen Sierra kommt. Bei Santafé vereinigt sich mit dem Genil noch der Dilar.

Die vielen, den grössten Theil des Jahres trockenen Wasserläufe in der Ebene von Guadix, deren bedeutendste der Rio Fardes und der Guadix sind, vereinigen sich alle in den nördlich strömenden, in den Guadalquivir sich ergiessenden Guadiana.

Alle Flussläufe am Südabfall der Sierra münden an der Mittelmeerküste; sie sind fast alle im Sommer versiegt. Es sind der früher erwähnte Rio Guadalfeo, der den Rio Zute und zahlreiche Querthäler der Sierra aufnimmt; der Rio Grande mit vielen Nebenläufen, der Rio Albuñol mit seinem breiten trockenen Bett und der vielquellige Rio de Almeria.

Unsere geologisch colorirte Karte umfasst das Hochgebirge der Sierra. Sie wird im Osten durch eine nordsüdlich verlaufende Linie begrenzt, die mit dem Gebirgsübergang von Zamborino und dem Rio Grande zusammenfällt. Im Norden begrenzt unsere Karte die Ebene von Guadix und die Sierra Jarana. Im Westen haben wir noch in das Bereich unserer Karte die Sierra Elvira und ein Stück der Vega de Granada einbezogen. In diesem Umfange dürfte der interessanteste Theil des Gebirges enthalten sein. Fast Alles, was sich von der Sierra in der Provinz Granada befindet, fällt in den Bereich der Karte.

Die topographischen Grundlagen zur Karte mussten theilweise erst geschaffen werden, da die unter Coello stehende topographische Aufnahme von Spanien noch nicht die südlichen Provinzen bearbeitet hat. Benützt wurden die Provinzkarten von Granada und Almeria von D. Martin Ferreiro und C. Vogel's Karte von Spanien im Massstabe von 1 : 1,500.000, ferner die Küstenaufnahme der spanischen Admiralität. Aus diesem Materiale und zahlreichen eigenen Beobachtungen stellte mein Reisebegleiter Herr Rudolf Pauk den topographischen Theil der beigegebenen Karte zusammen. Das Panorama von der Silla de los Moros, sowie die beiden in Farbendruck ausgeführten Bilder stammen ebenfalls von seiner geübten Hand.

Das auf der Karte dargestellte Terrain umfasst einen Flächenraum von etwa 50 geogr. Meilen. Der hier verwendete Massstab von 1 : 392.727 dürfte bei der verhältnissmässig geringen Anzahl von Begehungen vielleicht noch zu gross gewählt erscheinen, indess wären bei der Wahl eines kleineren Massstabes viele Detailbeobachtungen verloren gegangen.

Die auf der Karte angegebenen Höhen wurden von mir mit zwei Goldschmied'schen Aneroiden und mit einem Thermobarometer (von Casella in London) bestimmt.

Die Höhen wurden dann nach den bekannten Quecksilber-Barometerständen in Granada, dessen Höhe zu 686 M. bekannt ist, bestimmt. Mit dem Thermohypsometer, wo sich noch leicht 0·05 Grade

ablesen lassen, erzielte ich sehr befriedigende Resultate. So gab z. B. das Instrument die Spitze der Veleta am 27. Juni zu 3490 M. und am 17. Juli zu 3467 M. an. Die Aneroide sind weniger zuverlässig; so zeigte Aneroid 2403 nach der Besteigung der Veleta bedeutende Differenzen mit 3174, der nur auf Höhen bis 2000 M. mitgenommen wurde und deshalb auch constanter geblieben war.

Obwohl von einigen von mir gemessenen Höhen gewiss genauere, mit Quecksilberbarometern ausgeführte Messungen existiren, so zog ich es doch vor, um das relative Verhältniss der Höhen, auf welches es mir hier hauptsächlich ankam, richtig zu erhalten, nur meine, mit ein und denselben Instrumenten ausgeführten Beobachtungen auf der Karte zu notiren.

Nur in solchen Fällen, wo keine eigenen Messungen vorhanden waren, benützte ich die fremden. Solche sind: Peñon de S. Francisco, Puerto de Vacares, Dornajo (Boissier), Cerrajon de Murtas, Sierra Lujar, Mulahacen (Clemente), Lagunas de la caldera (Bruguière).

Die Formationsgrenzen machen keinen Anspruch auf stricte Genauigkeit; zu einer solchen stand weder das topographische Material, noch die Zeit, um ein so grossartiges, unwegbares Gebirge in allen Theilen zu begehen, zur Verfügung. Eine derartige Genauigkeit in einem geologisch so wenig bekannten Terrain zu erreichen, kann nur das Resultat vieljähriger angestrengter Beobachtungen sein.

Was von früheren Forschern von der Sierra Nevada bekannt ist, wird im Laufe der Arbeit erwähnt werden.

Einige Arbeiten über dieses Gebiet, welche in der spanischen „Revista Minera“ und in dem „Boletin oficial del ministerio de Formento“ enthalten sind, konnte ich leider nicht consultiren, da es mir unmöglich war, dieses Journal zu verschaffen.

Thonglimmerschiefer und krystallinische Schiefer der Sierra Nevada.

Die eigentliche Sierra Nevada besteht zum grössten Theile aus Thonglimmerschiefern, die zum Theil sehr granatreich sind, und denen an wenigen Stellen in sehr geringer Mächtigkeit höher krystallinisch ausgebildete Schiefer eingelagert sind. Granit, Gneiss, Hornblendeschiefer treten auf unserer Karte nirgends auf und dürften auch überhaupt der Sierra Nevada vollständig fremd sein. Auf dieses Vorwiegen des leicht verwitterbaren Thonglimmerschiefers lassen sich leicht die langgezogenen, wenig Charakteristisches bietenden Contouren des Gebirges zurückführen.

Von welcher Seite immer man auch die Sierra betrachtet, stets erscheint sie als ein langgezogener, ziemlich steil aus West sich erhebender, langsam nach Ost abflachender Rücken; kaum dass die zwei höchsten Punkte, die Veleta und der Mulahacen sich von dem Kamme des Gebirges unterscheiden.

Charakterisiren wir zuerst mit wenigen Worten die Gesteine, um dann auf die Tektonik der Centralkette überzugehen.

Der Thonglimmerschiefer tritt in den verschiedenartigsten Ausbildungen zu Tage. Er ist stets von mehr oder weniger dunkler Farbe. Die gewöhnlichste Ausbildung zeigt nicht ebene, sondern bucklige Absonderungsflächen. Diese Schiefer sind ungemein mürbe; ein Hammerschlag auf einen grossen Block lässt denselben in ein Haufwerk von krummflächigen Flatschen zerfallen, die auf der gewölbten Fläche stets eine Art Seidenglanz zeigen. Es scheint, als ob die ganze Schiefermasse in sich selbst verrutscht wäre.

Die Absonderung ist jedoch mit der Schichtung parallel. Auf ähnliche Schiefer macht Heim in seinem epochemachenden Werke über den „Mechanismus der Gebirgsbildung" aufmerksam.

Diese Schieferart findet sich besonders ausgezeichnet im Thale des Genil, auf dem Gebirgs-Uebergang zwischen Calahorra und Ugijar. Stellenweise nehmen sie Granaten auf und sind dann oft auf ihren Ablösungsflächen davon übersäet. Diese rothbraunen Granaten erreichen nicht selten Durchmesser bis 8 Millim. Werden sie sehr klein, so entstehen den Knotenschiefern sehr ähnliche Gesteine, die sich indess immer leicht durch die Gegenwart dieses Minerales von denselben unterscheiden lassen.

Feingefältelte Schiefer mit ebenen Ablösungsflächen von lichter Farbe kommen selten vor, ja jene feinblättrigen Phyllite, wie wir sie z. B. im rheinischen Uebergangsgebirge treffen, vermissen wir vollständig.

Von Petrefakten ist keine Spur zu finden.

Die Schiefer sind von zahlreichen Quarzlinsen und Adern durchzogen, die sich stellenweise so anhäufen, dass oft mehr als die Hälfte desselben aus Quarz besteht. In Lagern tritt der Quarz selten auf, sondern meist in kleinen, sich schnell auskeilenden Linsen. Solche ganz mit Quarz durchflochtene Thonglimmerschiefer trifft man besonders schön an den Quellen des Genil. Hier zeigt auch der Schiefer schöne Transversalschieferung, die sich in Verbindung mit der Schichtung zu einer schönen scheiterförmigen Absonderung combinirt; eine Erscheinung, die ich nur noch an wenigen Orten in der Sierra beobachtete.

An einzelnen Punkten der Nevada, wo sich überhaupt eine Tendenz zu mehr krystallinischer Ausbildung des Schiefers kundgibt, treten, stets jedoch in ganz untergeordneter Stellung, Glimmerschiefer auf, die aus abwechselnden Lagen von weissem Quarz, Kaliglimmer und Talkschüppchen bestehen. Diese Schiefer führen zum Theil Granaten und gehen so in typischen Granatglimmerschiefer über. Auch reine Quarzitlager findet man an derartigen Stellen.

Ausser diesen krystallinischen Gesteinen tritt noch dem Thonschiefer eingelagert Serpentinschiefer auf. Ich fand solchen an zwei Stellen auf dem von Granada nach der Veleta führenden Camino de los Neveros. Unter dem Mikroskop im Dünnschliffe zeigt er, wie die von mir beschriebenen „serpentinartigen Gesteine", ein Netzwerk von leistenförmigen Krystallen.

Im Barranco de S. Juan, der in den Genil mündet, soll sich ein grosser Serpentinstock befinden, in welchem einst grosse Steinbrüche angelegt waren. Leider erfuhr ich von demselben erst nach meinem Aufenthalte in Andalusien, konnte ihn also nicht besuchen. Da mir

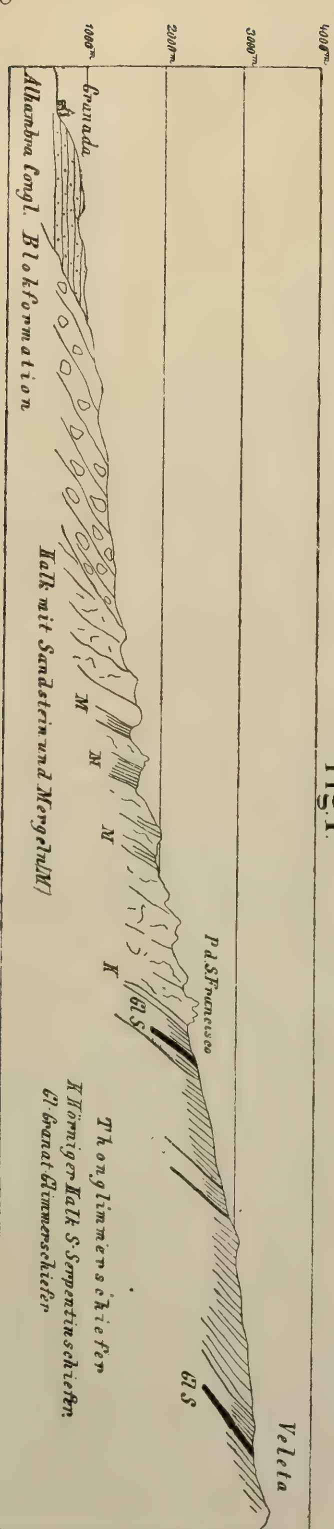


Fig. 1.

auch die Lage des Barranco unbekannt, so konnte ich nicht einmal dieses Vorkommen in die Karte eintragen.

Die krystallinischen Zonen im Thonglimmerschiefer sind auf der Karte speciell ausgeschieden, mussten jedoch der Deutlichkeit halber bedeutend breiter eingetragen werden. Am Camino de los Neveros verquert man deren, wie das beifolgende (beiläufig dreimal überhöhte) Profil zeigt, drei. Die Serpentinschiefer sind stets darin befindlich.

Die hier im Hangendsten des Schiefers befindliche Zone ist auch in derselben Lage wieder ober Huejar am Ufer des Genil erkennbar.

Bei einer genaueren Erforschung der Sierra werden sich sowohl neue krystallinische Zonen auffinden lassen, als auch wird es möglich sein, die Verzeichneten weiter zu verfolgen.

Das Fallen und Streichen der Schiefer lässt sich überall, wo nicht, was leider häufig ist, die Verwitterung grosse Schutthalden über das Gebirge geworfen hat, leicht constatiren, da die ganze Sierra mit Ausnahme weniger kleiner Wäldchen, die von der Devastation verschont geblieben sind, ein vollständig kahles Gebirge ist. Für den, der an eine üppige Vegetation gewöhnt ist oder der Wiesen und Matten sucht, kann es wohl kaum ein trostloseres Bild geben, als die nackte Sierra aus der glühenden Ebene auftauchend.

Dem Araber mögen die Palmen der Oase das Ziel seiner Träume sein, dem Andalusier werden in der Phantasie einige Bäume zu einem üppigen Wald, aber dem, der die Alpen gesehen hat, erscheint die Vegetation in den Barrancas der Sierra nur geeignet, die schreckliche Kahlheit des Gebirges in nur grellerem Lichte erscheinen zu lassen. Phönicier, Römer, Westgothen, Mauren haben sich hier um die Wette schon seit Jahrtausenden bemüht, jede Vegetation zu vernichten.

Doch wieder zurück von dieser Abschweifung, die sich unwillkürlich einem in der glühenden Sonne Andalusiens wandelnden Geologen aufdrängt.

Das Streichen und Verflächen der Schichten sind auf der Karte angegeben.

Wenn man über Huejar und Mina Estrella zum Fusse der Veleta geht, so findet man etwa eine kleine Viertelstunde hinter ersterem Dorfe die Schiefer anstehen. Sie fallen hier NNW. oder N. unter 30 bis 45 Grad.

Weiter gegen den Ursprung des Genil, dem Nordfuss der Veleta, fallen die Schichten unter flachem Winkel nach N.

Schlägt man den Weg von Calahorra über den Pass von Zamborino nach Ugijar ein, so trifft man gleich hinter Calahorra die Thonglimmerschiefer mit NNO. und NO. Fallen unter 50 Grad. Die Schichten verflachen sich je höher man steigt, bei stets gleichbleibendem Streichen immer mehr. Hat man den höchsten Punkt des Passes passirt, so fallen die Schiefer weiter nach NNO., nehmen plötzlich weiter unten steiles O., dann wieder N. Fallen an; zeigen überhaupt grosse Störungen. Bald liegen sie aber söhlig und fallen dann unter 10 Grad nach SO. oder SW. Bei der Venta Zamborino tritt wieder eine Störung ein, indem hier die Schichten schwach nach Osten fallen, endlich aber am ganzen Südabhange bis Mairena südöstliches Einfallen zeigen.

Sehen wir von den Unregelmässigkeiten ab, welche sich südlich vom Pass zeigen, und welche bei geringem Fallwinkel keine grosse Beachtung verdienen, so bildet hier die Sierra ein flaches Gewölbe, dessen Wendepunkt jedoch nicht mit dem höchsten Punkte zusammenfällt.

Denselben Anticlinal-Bau der Sierra hat schon Hausmann beobachtet. (Ueber das Gebirgs-System der Sierra Nevada. Abhdlg. der k. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen, I., 1838—1844, p. 261.)

Fig. 2 stellt einen nordsüdlich geführten Durchschnitt durch die ganze Sierra Nevada von der Hochebene von Guadix bis zum Mittelmeere dar. Auch hier wurde dreifache Ueberhöhung angewandt.

Längs des ganzen Südabhanges der Sierra lässt sich ein ähnliches Verhältniss wie hier constatiren.

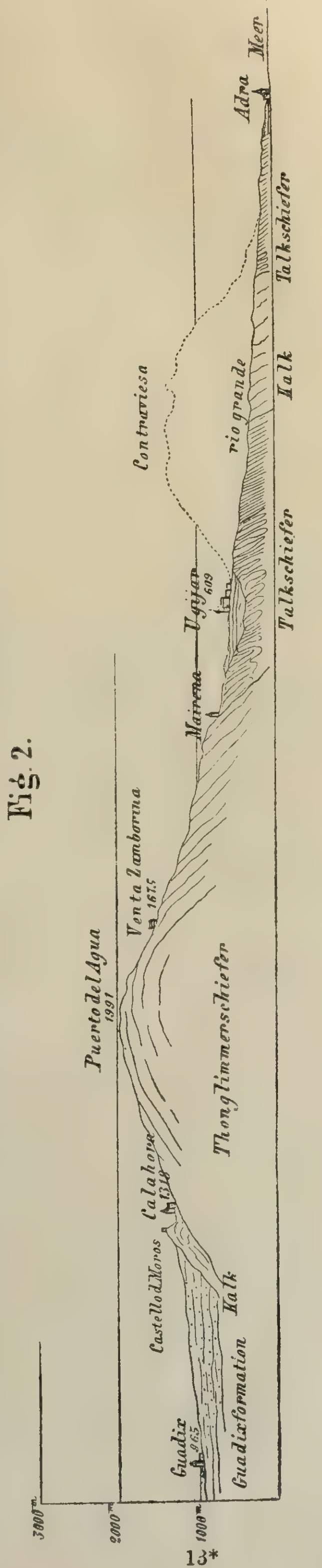


Fig. 2.

Auf dem Wege von Orgiva nach Capileira stehen gleich hinter der Ventilla del Aire die flatschenartigen Thonglimmerschiefer in mächtigen Bänken mit S.—SSW. Einfallen an. Das Verflächen bleibt bis Capileira stets dasselbe.

Auf dem Wege von Durcal zum Cerro de Caballo sollen diese Schiefer ein westliches Fallen aufweisen.

Auf dem Wege der Neveros trifft man die Thonglimmerschiefer bald, nachdem man den Peñon de S. Francisco passirt hat; hier haben sie ein nordwestliches Einfallen, es bleibt sich bis zum Prado Redondo gleich, nur legen sich die Schichten je mehr man steigt, so dass sie an genanntem Orte etwa unter 15 Grad einfallen.

Das Einfallen der Schichten zeigt sich sehr schön, wenn man auf der Spitze der Veleta steht und nach Osten gegen die schroff abfallenden Berge Mulahacen (wäre eigentlich Muley Hassan zu schreiben) Alcazaba blickt. Ein Arm des Genil entspringt hier knapp am Südfusse der fast senkrecht nach Nord abfallenden Veleta. Er hat ein tiefes Thal ausgerissen, über dessen rechtseitigem Abhange der Mulahacen und Alcazaba mit steil abgebrochenen Schichtköpfen hervorragen. Erst bei der Mina Estrella verbindet sich der „Barranco de Guarnon“ mit den von Osten kommenden Val de Infierno und Val de Casillas. Die obersten Theile des Picacho sind ein wüstes Haufwerk von riesigen Schieferblöcken.

Herr Pauk, der einmal die Veleta vom Corral de Veleta bestieg, fand oberhalb desselben grosse Blöcke aus reinem Spatheisenstein, die noch höher Gänge im Schiefer bilden müssen. Zwischen Huejar und Estrella sind zahllose Stollen auf solche Vorkommen getrieben; die meisten sind aber im Verfall.

Bei der Mina Exploradora sah ich mächtige Eisenspathgänge, die mit Schwefel-, Kupfer- und Arsenikkies durchsetzt waren. Taf. XI ist vom Gipfel des Picacho gezeichnet und zeigt gut den Barranco de Guarnon und die östlichen Gebirge.

Aus unseren Anführungen über die Lagerung der Schiefer ergibt sich, dass sie im Westen eine nach N., W. und S. abfallende halbe Kuppel bilden, die sich weiter gegen Osten als flache Anticlinalfalte fortsetzt.

Die Grenze der Schiefer dürfte auf unserer Karte der Natur ziemlich genau entsprechend eingezeichnet sein; nur zwischen Capileira und Mairena, welche Strecke mir unbekannt ist, musste sie dem allgemeinen Streichen nach gezogen werden.

Die Talkschiefer und Kalke.

Wenn man von dem Passe des Puerto del Agua gegen Süden herabsteigt und stets im einförmigen Thonglimmerschiefer fortschreitet, so wird man hinter Mairena plötzlich durch einen auffallenden Gesteinswechsel überrascht. Vor sich hat man ein Haufwerk von aufgelöstem Talkschiefer, der durch seine grellroth und violetten Färbungen sich, so weit das Auge reicht, prächtig von dem dunklen Thonglimmerschiefer unterscheidet. Ebenso plötzlich und mit denselben charakteristischen Eigenschaften, wenn auch nicht so zersetzt, treten die

Talkschiefer auf, wenn man von Capileira gegen Orgiva wandert. Knapp bei der Ventilla del Aire verlässt man hier das Thonschiefergebiet und befindet sich in den vielfarbigen mürben Schiefern.

Eine bestimmte petrographische Beschreibung dieser Schiefer ist wegen ihrer ausserordentlichen Verschiedenheit unmöglich. Bald sind sie grün, bald violett, roth oder braun. Manchmal werden sie stark thonig und gehen so stellenweise in Thonglimmerschiefer über; niemals aber fällt es schwer, sie von dem Thonglimmerschiefer der Sierra zu unterscheiden, der nie so ebenflächige und ausgezeichnete Absonderung zeigt.

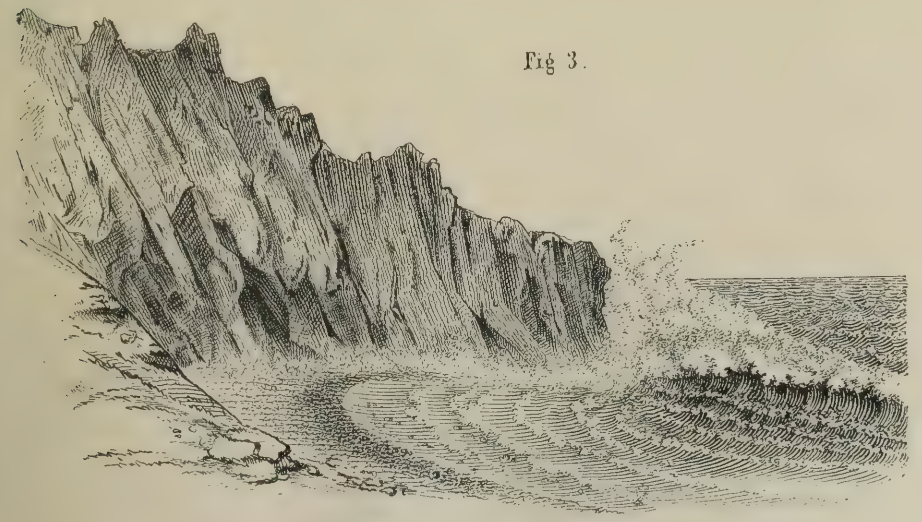
Die Talkschiefer sind meist mit zahlreichen Quarzlinsen- und Lagern vergesellschaftet.

Talkschiefer in schöner typischer Ausbildung tritt oberhalb Adra auf. Er ist hier sehr feinblättrig und von schön smaragdgrüner Farbe mit Seidenglanz.

Mit diesen Schiefern in inniger Verbindung finden wir gewaltige Kalkmassen, über deren Verhältniss zu den Schiefern ich lange Zeit im Zweifel war.

Es sind graue bis weisse, bald dichte, bald krystallinisch ausgebildete Kalke, welche nicht allein in geringer Mächtigkeit vorkommen, sondern auch die ganze Sierra Lujar und grosse Theile der Contraviesa zusammensetzen. Sie sind das Muttergestein der Bleiglanze, welche in den zahlreichen Bergwerken auf den Sierras Gador und Lujar seit undenklichen Zeiten ausgebeutet werden. Ein deutliches Bild über das rasche Abwechseln der Kalke mit den Schiefern gewinnt man auf dem Wege von Castillo de la Rabida an der Küste nach Torbiscon, einer der Dörfer der Alpujarras.

An der steilen Küste sieht man überall Talkschiefer mit starkem Einfallen nach Süd (siehe Fig. 3). Erreicht man die Rambla de


Fig 3.

Albuñol, so fallen sie schwach nach SO. Albuñol selbst steht auf einem mürben, gelblichen, sehr verwitterten Kalkstein. In diesem liegt östlich

vom Orte die berühmte Höhle, in welcher prähistorische Reste gefunden wurden. Sobald man Albuñol am rechten Ufer der grossen, von senkrechten Felswänden begrenzten trockenen Rambla (so nennt man in Spanien jene trockenen Flussbette, die nur von Zeit zu Zeit nach einem Wolkenbruch mit einer Alles mit sich reissenden Wasserfluth sich füllen, die bald wieder ohne Segen für das Land verschwindet), verlässt, tritt grauer, krystallinischer Kalk auf, der jedoch bald einem mürben Talkschiefer mit SO. und SSO. Fallen Platz macht. Der ganze, dicht mit Wein bebaute südliche Vorberg der Contraviesa, von dem man eine entzückende Aussicht geniesst, besteht aus thonigem Talkschiefer. Steigt man von diesem Berg nach N. herab, so gelangt man wieder in die Rambla von Albuñol, die man vorher verlassen hat, und die oberhalb Albuñol sich im rechten Winkel nach West wendet. Der viel kürzere Weg durch die Rambla ist wegen enormer Geröllmassen, die sich bei den letzten Herbstgewittern hier anhäuften, ungangbar. In der Rambla findet man wieder graue Kalke anstehend und übersteigt nun die eigentliche Contraviesa, deren Passhöhe durch die Venta de Caparo bezeichnet ist. Der südliche Abhang der Contraviesa besteht aus thonig-talkigen, sehr verworfenen Schiefern. Der Nordabhang, den man am rechten Gehänge der tief eingerissenen Rambla de Torbiscon hinuntersteigt, bietet einen stetigen Wechsel von grauen, nicht sehr mächtigen, krystallinischen Kalkbänken und stark zerquetschten Talkschiefern. Knapp vor Torbiscon überschreitet man noch eine mächtige Kalkmasse. Ein hoher Kalkfels inmitten der Rambla hat den verheerenden Steinfluthen Widerstand geleistet.

Der Talkschiefer ist an dem nördlichen Abhang der Contraviesa so verwittert, dass man knöcheltief in weissem Staube einsinkt.

Ist schon diese Quertour dazu angethan, die Ueberzeugung hervorzurufen, dass die Kalklager den Talkschiefern eingelagert sind, so wird diese Ansicht nur noch mehr bestätigt, wenn man von Torbiscon über Lanjaron und Velez nach Motril geht. Die Rambla von Torbiscon mündet in die in den Guadalfeo mündende Rambla des Rio Grande. Letztere öffnet sich, nachdem sie sich in zahlreichen scharfen, von senkrechten Felsen begrenzten Windungen durch das Gebirge Bahn gebrochen hat, vor Orgiva in ein weites Thal, wo die stürmischen Wasser ihre Geröllmassen ausbreiten konnten.

Die Uferwände bilden ein wildes Durcheinander von in Talkschiefern hineingepressten und gequetschten Kalksteinbänken. Dieser Kalk ist bald körnig, bald dicht, dunkel mit weissen Adern und in schönen Platten brechend.

Irgend ein Streichen oder Verflächen der Schichten hier aufzuzeichnen ist eine Unmöglichkeit. Bei Orgiva, wo der Weg eine Anzahl tiefer Ramblas verquert, die in den Rio Grande münden, werden die Schiefer einige Zeit durch Schuttmassen verdeckt; bald aber kommen auf dem Wege nach Lanjaron wieder Talkschiefer und Kalklager zum Vorschein. Kurz vor Lanjaron erscheint ein mehr als 100 Fuss mächtiges Kalklager mit westöstlicher Ausdehnung, das mit steilen Wänden gegen den Abhang fällt, auf den das reizende, in einem Orangenhain liegende Lanjaron (der schönste Ort der Sierra) erbaut ist. Dieser Kalk ist zum Theil grau und körnig, zum Theil marmorartig. Ver-

schieden gefärbte Lagen bilden vielfach gekrümmte bandartige Zeichnungen in demselben. Die Abhänge von Lanjaron, sowie das Thal zwischen demselben und der steilen Kalkmauer bestehen aus Talkschiefer. Einige hundert Schritte westlich vom Dorfe strömen aus einer kleinen Rambla heisse, Schwefel führende Quellen.

Wie ungemein lose und zersetzt die Talkschiefer sind, beweist, dass das auf Talkschiefer erbaute Badehaus durch Rutschungen der Schiefer gänzlich zerstört wurde, bevor es noch dem Gebrauche übergeben werden konnte. Zwischen der Rambla, in welcher sich die Quellen befinden, und einer zweiten, etwas weiter westlich gelegenen, stehen merkwürdige, ganz locale Kalkbreccien an. Weisse krystallinische Kalkbruchstücke werden durch ein eisenhaltiges Kalkbindemittel verkittet. Zahlreiche Adern von schön fasrigen Aragonit durchziehen die Breccie. In den Hohlräumen findet man auch oft Aragonit-Nadeln in Bündeln auskrystallisirt. Mir machte das Ganze den Eindruck einer Quellbildung.

Gleich hinter der westlichen Rambla tritt wieder der graue, krystallinische Kalk auf, der hier oft viele schwarze Kalkbruchstücke eingeschlossen enthält. Nun kommt ein Complex von dünnen Talkschiefer- und Kalklagern, die, oft kaum einen Fuss mächtig, mit einander abwechseln. Die Kalke gehen oft durch Aufnahme von Glimmer in Cipollin über. Das Fallen ist unter 15 Grad nach W. und WSW.

Wenn je noch Zweifel über das Verhältniss der Kalke zu den Schiefern obwalten, so müssen diese hier verschwinden. Dort, wo die Strasse in steilen Serpentinen nach Tablate führt, treten wieder reine Talkschiefer ganz zersetzt auf. Auf der Strasse nach Motril trifft man gleich beim ersten Tunnel sehr schön den Wechsel der Kalk- und Schieferlagen aufgeschlossen.

Thalabwärts gehend kommen wieder thonige Talkschiefer, die mit viel Quarzlinsen durchwirkt sind. Gleich unterhalb Velez tritt eine gewaltige Kalkmasse an der Strasse zum Vorschein. Es ist ein gelber, poröser Kalkstein. Die Bänke, die ihn zusammensetzen, liegen fast horizontal und sind am Ufer des Guadalfeo gut aufgeschlossen. Dieser Kalk setzt die ganze Sierra Lujar zusammen, an deren Westfuss sich das hübsche Dorf Velez befindet.

Der Bergrücken, den die Strasse, nun den Fluss verlassend, überschreitet, wird von feinblättrigen, thonig-kalkigen Schiefern zusammengesetzt, die keine Kalkeinlagerungen führen.

Etwa eine halbe Stunde vor Motril treten die Berge in einem Halbkreis zurück; ein hoher Fels links vom Wege nach Motril, der Cerro de Guardia, besteht aus Kalk, sein Fuss wird aber wieder von Schiefer gebildet.

Die ganze Strecke zwischen Tablate und Motril ist total vegetationslos und geradezu trostlos zu nennen.

Die glühende Hitze, die vom Gebirge zurückstrahlt, der unerträgliche Staub der zersetzten Schiefer machen das Reisen durch diese Gegend, in welcher es nur schlechtes Bitterwasser gibt, geradezu zu einer Höllenpein. Verkrüppelte, bestaubte Feigenbäume und strauchartige Chamaerops sind die einzigen Vertreter des Pflanzenreiches.

Das Fallen der Schichten schwankt zwischen SW., S. und SO. Dasselbe Fallen zeigen die Schiefer auf dem bis zur Küste sich erstreckenden Rücken, der die grosse Ebene von Motril und die kleinere von Calahonda trennt. Knapp bei dem guten Hafen Calahonda tritt wieder eine mächtige Kalkpartie auf, die gegen West und Süd steil in das Meer fällt. Im Norden des Fischerdorfes führt ein steiler Pfad über das Kalkgebirge nach Gualchos. Hier soll nach de Verneuil und Collomb (Bulletin, Bd. X, 2. s. p. 85) Nummulitenkalk vorkommen.

Im Westen der Sierra Lujar, schon ausserhalb unserer Karte, liegt die Sierra Almijara, die eine natürliche Verlängerung der südlichen Vorberge der Nevada bildet; sie besteht ebenfalls aus Talkschiefern und eingelagerten Kalken.

Ein interessantes Vorkommen in unserer Formation trifft man zwischen Orgiva und der Venta del Aire. Man steigt hier ein gutes Stück die tief eingerissene Rambla de Orgiva hinauf; überall röthliche Talkschiefer, zwischen denen sogar an einzelnen Stellen reine Specksteinlager vorkommen. Zwei schöne Kalklager sind vor Saportujar diesen Schiefern eingelagert. Hinter diesem Orte trifft man wieder auf ein schönes Kalklager. Das Gestein bricht in schönen dünnen Platten und hat SSW. Fallen. Im Hangenden werden diese Kalke massig und endlich in schönen Rotheisenstein umgewandelt. Dieses Erz ist fast eine halbe Stunde lang bis zur Venta del Aire zu verfolgen. Stellenweise tritt wieder dazwischen reiner Kalk auf. Es ist kein Zweifel, dass hier eine allmälige Umwandlung des Kalkstein durch eisenhaltige Gewässer erfolgt hat. Deutlich lässt beobachten, wie sich die Erzsubstanz in Adern und vereinzelnten Putzen, die noch frischen Kalk eingeschlossen haben, verbreitet und das ursprüngliche Gestein metamorphisirt hat.

Am östlichen Ende unserer Karte zwischen Ogijar und Adra ist die Einlagerung des Kalkes in die Talkschiefer weniger deutlich ausgesprochen. Unterhalb Ogijar in der Rambla des Rio Grande, welche man bis Adra verfolgt, steht Talkschiefer mit zahlreichen Quarzflasern mit Fallen nach S. an. Diese Schiefer sind ausserordentlich gepresst und gestört.

Etwa eine halbe Stunde unterhalb Ogijar findet man Quarzbreccien mit kieseligem Bindemittel. Grosse Blöcke davon liegen in der Rambla. Die Quarzgerölle sind oft hohl; ich konnte leider nicht über die Stellung dieser Gesteine zu den Schiefern mir ein Urtheil bilden. Ansted erwähnt in seinem Aufsatz „On the Geology of Malaga and the southern part of Andalusia (Quaterl. Journ. Bd. 15, 1859, p. 585) eines Quarz-Conglomeraten bei Malaga, „composed of Quarzpebbles cemented by a quartzose paste with sand". Dieses geht nach ihm unvermerkt in die metamorphischen Schiefer über. Es scheinen diese Gesteine auch bei Malaga in den hangenden Partien vorzukommen, da Ansted im Quaterly Journ., 1858, p. 130, von unten nach oben unterscheidet: 1. Granat- und Thonschiefer, 2. Schiefer, die bei Malaga in Quarz-Conglomerate übergehen. Pauk hat ähnliche Conglomerate oberhalb der Rambla Seca und im Valle de Lecrin gefunden.

Bei der Venta, die am Flusse unterhalb Benimar liegt, erscheint nun plötzlich der Kalk. Er ist von dem Schiefer durch eine deutliche Spalte geschieden, die wohl nicht als Verwurf, sondern als Werk der Erosion zu betrachten ist. Der Kalk ist hier zum Theil schiefrig, von grauer Farbe mit zahlreichen weissen Adern.

Trotz vielen Suchens konnte ich auch keine Spur von Petrefacten finden; vielleicht wird ein Nachfolger glücklicher sein. Sowie die Rambla das Kalkgebirge betritt, verengt sie sich und wird manchmal kaum 20 Meter breit und von hohen senkrechten Wänden eingeschlossen. In endlosen kurzen und scharfen Zickzackwindungen durchbricht sie das Gebirge. Sehr merkwürdig sind in diesem trockenen Flussbette die bis zu Höhen von 4 Meter über der Sohle erodirten und polirten Felsen, die zahlreichen kleinen Riesenkessel, und ähnliche Beweise einer heftig wirkenden Wasserkraft. Wenn wir uns befragen, ob es möglich ist, dass diese Erosionswirkungen erzeugt werden durch die jährlich nur wenige Tage nach heftigen Wolkenbrüchen die Rambla füllenden Wasser, so möchte ich fast dies verneinen. (Die Bewohner in der Nähe des Rio Grande erzählten mir, dass oft zwei Jahre vergehen, bevor die Rambla durch heftige Gewitter sich füllt, aber dann nach wenigen Tagen wieder so trocken wie früher ist.) Es drängen im Gegentheil alle Thatsachen auf die Annahme eines unendlich grösseren Wasserreichthums der Sierra in vergangener Zeit hin.

Die Kalke in der Enge sind ausserordentlich gestört und zeigen zahllose Knickungen und Schlingen. Oestlich von ihnen erwähnt Hausmann (a. a. O.) einen Gypsstock. Dort, wo weiter südlich der Talkschiefer von Neuem auftritt, erweitert sich gleich die Rambla.

Sehr interessant ist, dass hier plötzlich zahlreiche Quellen hervorbrechen, die sich in kurzer Zeit in einen ganz ansehnlichen Bach vereinigen. Schön gefärbte, glänzende Talkschiefer stehen nun fort bis Adra an.

Fassen wir nun Alles zusammen, was wir von dem der Sierra im Süden vorliegenden Talkschiefer und Kalken wissen: Auf dem Thonglimmerschiefer des Südabhanges der Sierra Nevada lagert concordant mit durchschnittlich nach Süd gerichtetem Fallen ein Talkglimmerschiefergebirge, das sowohl mit Kalkbänken wechsellagert, als dem auch grosse Kalkmassive eingelagert sind. Diese letzteren setzten die grössten Erhebungen der südlichen Vorgebirge zusammen. Der ganze Schichtencomplex ist durch keinerlei Uebergänge mit den Thonglimmerschiefern der Sierra verbunden, in welch' letzteren ich auch nicht das kleinste Kalklager nachweisen konnte.

Gehen wir nun zum West- und Nordabhange der Sierra über und untersuchen wir, ob wir auch hier Vertreter der soeben beschriebenen Formation antreffen.

Auf der Strasse von Beznar nach Granada sieht man bei Durcal zerklüftete Felsmassen sich der Strasse nähern. Die beim Dorfe mündende Rambla Seca bricht sich durch diese zackigen Felsmassen ihren Weg in die Vega. Es sind bläulich weisse, ganz zerklüftete dolomitische Kalke. In der Hand gedrückt, zerfallen sie in eckigen Gruss. Die Spalten zwischen den eckigen, kaum bohnengrossen Stückchen sind mit einer weissen, pulvrigen Substanz erfüllt. Diese Kalke passirt man

ein gutes Stück, wenn man von Durcal aus den Cerro de Caballo besteigt, Bei Padul schicken die Kalke einen flachen Rücken nach West. Es sind hier jedoch keine reinen Kalke mehr, sondern röthlich gefärbte Kalkbreccien. Bei Padul scheint die Kalkzone an der Westseite der Sierra ihre grösste Breite erreicht zu haben. Auf dem Wege der Neveros ist sie schon bedeutend schmäler, hier trifft man erst in ziemlicher Höhe den Kalk. Es ist dasselbe, bläuliche, weisse, zerklüftete Gestein, was bei Beznar ansteht. Es fällt unter 20—30 Grad nach Nordwest.

Weiter oben gegen den Peñon de S. Francisco ist der Kalk petrographisch mit den im Talkschiefer eingelagerten dünnen Bänken gleich: von grauer Farbe, feinkörnig bis dicht, plattig, von zahllosen weissen Adern durchsetzt. Oft sucht man vergebens nach Schichtung, dann tritt wieder plötzlich ein nur wenige Meter mächtiges Lager von Kalkschiefer auf, wo die einzelnen Platten oft nur pappendeckeldick sind.

Die schöne Plattung wird auch oft in den massigen Kalken durch abwechselnd schwarze und weisse Bänderung angedeutet. Von grosser Bedeutung sind aber in diesem Kalke Einlagerungen von sandigmergeligen Schiefern, die oft in feinkörnige, plattige Sandsteine übergehen, welche sich durch nichts von unseren gewöhnlichen Werfener-Schiefern und Sandsteinen unterscheiden. Diese Gesteine besitzen meist grelle Farben (violett und roth), so dass es möglich ist, sie schon von Weitem zu erkennen; sie liegen vermöge ihrer leichten Verwitterbarkeit in Halden auf der Oberfläche. Da der Nevero-Pfad auf dem Rücken läuft, der nördlich vom Genil, südlich vom Monachil begrenzt wird, so hat man auf dem ganzen Wege stets einen guten Ueberblick. An der Form des Gebirges kann man auf weite Strecken hin leicht constatiren, wo der Kalk aufhört und die Thonglimmerschiefer beginnen. Im Süden erhebt sich der schroffe Gipfel des Trevenque, der aus einer Unzahl spitzer Klippen hervorragt. Schon von Alhendin, an der Granada-Motril-Strasse gelegen, hat man einen Einblick in diesen romantischsten und wildesten Theil der Sierra, durch welchen sich der Monachil und Dilar ihren Mittellauf erzwungen haben.

Der Weg führt über den Fuss des Dilar, wo sich die Fuente de la Vibora, eine ausgezeichnete Quelle, befindet, und des zackigen Peñon de S. Francisco vorüber. Der Kalk zeigt stets NW. Fallen.

Hat man den Peñon passirt, so erscheint auf kurze Zeit körniger Kalk mit Glimmerblättchen und gleich darauf die erste krystallinische Zone der Nevada-Schiefer. (S. Fig. 1.)

Noch schmäler wird die Kalkzone im Durchschnitte des Genil-Thales.

Etwas unterhalb Huejar treten in mächtige Bänke gelagerte Kalkbreccien auf, mit Fallen nach NW. und NO. Zwei Kalkvarietäten, ein schwarzer dichter und ein weisser krystallinischer setzen sie zusammen. Im Liegenden oberhalb Huejar werden die Kalke schwarz und plattig, von weissen Adern durchzogen; unter ihnen taucht bald die erste krystallinische Zone der Sierra auf, an deren Contact wieder körniger Cipollin auftritt.

Nördlich von Huejar gewinnt nun das Kalkgebirge immer mehr und mehr an Ausdehnung.

Das ganze Gebirge von der Sierra Jarana bis zum Genil ist Kalk.

Zur näheren Orientirung führe ich hier zwei von mir unternommene Touren an.

Die Strasse von Granada nach Guadix führt zwischen Huetar Santillan und Diezma stets im Kalk. In der Barranca von Santillan nähert sich der Kalk von Norden und zieht bald hinter dem Dorfe quer über die Strasse nach SO. Dieser Kalk ist von weisser Farbe und krystallinisch. Die Sierras Alfacar und Jarana, die steil nach Süd abfallen, bestehen aus demselben. Bis zu den Dientes de la Vieja, dem höchsten Punkt der Strasse, wo dann der Weg in steilen Serpentinen bis zur Venta de Molinillo führt (hier entspringt der östlich laufende Rio Fardes), behält der Kalk denselben petrographischen Charakter bei. Hier treten nun wieder jene eigenthümlichen rothen und violetten Mergel und Sandsteine demselben eingelagert auf und gehen zum Theil in feinblättrigen, talkigen Thonschiefer über. Ueberall an den Abhängen der Berge erkennt man die Gegenwart dieser Schiefer durch zerstreute farbige Flecken. Eine Stunde unterhalb Molinillo kann man die Einlagerung in den Kalken sehr deutlich beobachten. Je weiter nach Osten, desto mehr verliert der Kalk sein weisses, krystallinisches Aussehen, er wird dicht und dunkel. Der Rio Fardes hat ein Stück die weichen Schiefer zu seinem Bette ausgehöhlt. Unterhalb Diezma endet die Kalkformation mit einem steilen Abhange; tief unten breitet sich die Ebene von Guadix aus.

Weiter südlich wurde von mir die Kalformation zwischen Guenta La Peza und Lugros durchschritten; hier sind interessante Aufschlüsse. Eine halbe Stunde oberhalb Guenta findet man den bröckligen dolomitischen Kalk anstehend, den wir schon vom Camino de los Neveros und Beznar kennen. Bald erscheinen dichte massige Kalksteine, denen schöne graue Plattenkalke mit weissen Adern eingelagert sind, ausserdem beobachtete ich noch eine wenig mächtige Einlagerung eines flasrigen, sehr gefältelten Thonglimmerschiefers. Der Kalk bildet hier überall sehr groteske, malerische Formen; der kleine Bach „Aguas blanquillas“ hat sich durch eine enge Quebreda durchgewühlt. Die schönen Plattenkalke an einer der Quellen dieses Baches zeigen NNW. Fallen unter 75 Grad. Der Weiler Tokon liegt mitten in diesem Gebirge. Um von Tokon in das bei La Peza mündende Längsthal zu kommen, überschreitet man einen sehr zerklüfteten Rücken aus schönen krystallinischem Kalk. Kommt man in das trockene Bett, so findet man in dem nun grauen, dichten Kalkstein mächtige Lager von Thonglimmerschiefer. Der Kalk hat meist Nordwest-Streichen mit nördlichem Fallen, der Weg nach La Peza durchschneidet drei solche Einlagerungen. An beiden Gehängen des Thales lassen sich die Schiefer durch ihre dunkle Färbung und ihre runden Formen gut von den Kalken schon von der Ferne unterscheiden.

La Peza selbst und der Castillo de los Moros stehen auf Kalk.

Wendet man sich von hier südlich gegen Lugros, so erklimmt man zuerst einen Kalkrücken, um in ein mit Kiefern und immer grünen Eichen bewachsenes Thal hinabzusteigen (der einzige bewaldete Punkt, den ich kennen lernte). Hier treten nun wieder im Kalke jene bunten Mergel und Sandsteine auf, die wir schon von Camino de los Neveros

und von Molinillo kennen. Sie haben ein nördliches Fallen. Die Einlagerungen sind hier ungemein häufig, aber wenig mächtig. Weiter südlich gegen die Nevada zu treten Quarzitschiefer, und endlich ein schmaler Streif Talkschiefer auf. Bei Lugros hat man die Thonglimmerschiefer der Sierra erreicht.

Wie man auf der Karte sieht, bricht die Kalkformation in einem nach West gekrümmten Bogen steil gegen die Ebene von Guadix ab. Die südliche Begrenzung letzterer bilden unmittelbar die Sierra-Schiefer. Schon das plötzliche Abbrechen des Gebirges lässt vermuthen, dass sich unterhalb der Ebene von Guadix dasselbe noch fortsetzt. Diese Vermuthung wird vollkommen durch einige vereinzelte Kalkhügel bestätigt, welche man knapp am Rande der Sierra-Schiefer antrifft. Es sind dies die Hügel von Alquife und Calahorra, beide von Maurenschlössern gekrönt. Der in dicken Bänken abgesonderte Kalkstein von Alquife fällt allseitig (?) vom Hügel ab, scheint also eine Art Kuppe zu bilden; er ist durch seine Eisenführung hochinteressant. Er wird von bis 5 Meter breiten Brauneisensteingängen nach allen Richtungen durchschwärmt. Bis in die feinsten Adern verzweigen sich die Erzgänge in dem Gestein, oft intacte Kalkpartien einschliessend. Grosse Höhlen rühren wahrscheinlich von der Ausbeutung dieser Lager seit uralten Zeiten her. Der Kalkstein ist von zahlreichen senkrechten Klüften durchzogen, die oft parallel mit den Erzgängen streichen.

Man kann nirgends die Metamorphose des Kalks durch eisenhältige Gewässer besser studieren als hier.

Der Bergbau auf diese Erze wird wegen Mangel an Brennmaterial zur Schmelzung der Erze nicht betrieben.

Von Alquife aus, immer den Rand des Thonglimmerschiefergebirges verfolgend, stösst man bei Calahorra auf einen anderen Kalkhügel, auf welchem das besterhaltene Maurenschloss in der ganzen Sierra steht. Der Kalk ist in schönen massigen Bänken geschichtet. Zu unterst liegt eine grobe Kalksteinbreccie, dann folgen graue bis schwarze Kalke, die lichtgrau verwittern und von zahlreichen Quarzadern durchsetzt sind. Diese Kalke fallen nach NO. unter 15 Grad.

Von diesem Kalkhügel nur durch eine kurze Distanz geschieden, liegt östlich ein anderer viel höherer, etwas weiter nach Norden vorgeschobener Kalkrücken, der sich noch weiter nach Osten erstreckt. Seine Ausdehnung nach dieser Richtung ist mir unbekannt.

Das Dorf Calahorra ist zum Theil auf Kalk, zum Theil auf Schiefer erbaut.

Wir sehen in der Ausbildung der Kalk- und Talkschiefer einen bedeutenden Unterschied zwischen dem Norden und Süden der Sierra.

Im Süden halten sich Kalk und Talkschiefer so ziemlich das Gleichgewicht, eher wiegt letzterer vor.

Im Westen tritt der Talkschiefer zurück und verschwindet im Norden fast ganz. Dafür finden wir aber dem Kalke eingelagert sandsteinartige und talkige Schiefer; diese fehlen übrigens dem Süden auch nicht ganz, denn ich konnte solche bei Notai (Notaez?) nördlich von Torbiscon im Kalke, der dort Zinnober- und Kupferlazur-Erze führt, nachweisen.

Eine Frage, über welche ich mir keine bestimmte Meinung bilden konnte, ist die, ob die den Talkschiefern eingelagerten Kalke gleichaltrig mit denen des Westen und Nordens sind. Ein durchgreifender petrographischer Unterschied lässt sich nicht finden; jedoch wiegen entschieden in jenen Kalken, die nicht den Talkschiefern eingelagert sind, die krystallinischen, weissen Kalke vor; wenn uns bei dem vollständigen Mangel an Petrefacten auch noch die petrographischen Merkmale im Stiche lassen, so sieht es mit einer Altersbestimmung wohl sehr übel aus. Ich habe nichtsdestoweniger die den Talkschiefern nicht eingelagerten Kalke von den übrigen durch die Farbe unterschieden, und auch die von mir beobachteten Stellen der Einlagerung von sandigen Mergeln hervorgehoben.

Was nun die eingelagerten Kalke betrifft, so variiren sie in ihrer petrographischen Beschaffenheit ebenfalls sehr. Die mir bekannten grösseren Kalklager wurden ebenfalls in der Karte eingetragen; eine Detailuntersuchung dieses Gebietes würde gewiss die Anzahl solcher Vorkommnisse um mehr als das Doppelte vermehren.

Der Kalk-Talkschiefer-Complex ist den Nevada-Schiefern concordant aufgelagert, also entschieden jünger als diese. Die Frage über das Alter beider Formationen wird stets unbeantwortet bleiben müssen, so lange man, wie jetzt, auch keine Spur von Petrefacten kennt. Dass die Nevada-Schiefer in keiner Weise in die Talkglimmerschiefer übergehen, beweist, dass schon vor der Metamorphose zwei petrographisch ganz verschiedene Schichtencomplexe vorhanden waren; wollte man nicht der unhaltbaren Vermuthung Raum geben, dass manche Schichten in Talkschiefer und Kalke, manche in Thonglimmerschiefer umgewandelt wurden. Man wird wohl am nächsten den Thatsachen kommen, wenn man sich die Thonglimmerschiefer einst als gewöhnliche Thonschiefer vorstellt, die Talkschiefer als Dolomitmergel (ähnlich den Keupermergeln bei Tübingen), die mit Kalkschichten wechsellagerten.

Verneuil hält die Nevada-Schiefer (er kennt den Unterschied zwischen den Thonglimmer- und Talkschiefern nicht (Bulletin de la soc. geol, Bd. 13, 2. s. p. 708) für triadisch, sowohl weil sie wie diese Grünsteingänge enthalten, als weil sie petrographisch oft ähnlich ausgebildet sind. Gegen die Ansicht, sie seien silurisch, spricht nach ihm die Kalkführung, da die Silur-Schiefer der Sierra Morena nie Kalklager enthalten.

Die spanische Trias in der Provinz Valencia theilt de Verneuil et E. Collomb (Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. Bullet. d. la soc. géol. 2 s. Bd. 10, p. 116) folgendermassen von unten nach oben ein:

1. *a*) Rother Vogesensandstein aus Quarz und Glimmer mit Puddings; *b*) dünne rothe Sandsteinbänke.

2. Gelbe oder graue Kalke, dem Muschelkalk aequivalent mit Avicula socialis und einer kleinen Lima.

3. Mergel, Thone, Gyps und Steinsalz.

Die sogenannten Hyacinthen von Compostella sind in den Gypsen enthalten.

Diese drei Etagen entsprächen also dem ausseralpinen bunten Sandstein, Muschelkalk und Keuper. Auch nach S. Villanova y

Piera in seiner Memoria geognostica agricola sobre la Provincia de Castellon besteht die Trias dort von unten nach oben aus Sandstein, Kalk und Mergel mit Gyps. Die Sandsteine gehen häufig in thonig sandige Schiefer von röthlicher Färbung über, die sich sehr leicht zersetzen. Die Mergel, die über dem Kalke liegen, sind gewöhnlich roth und gelb mit Gyps gemischt. Alle Schichten werden nach ihm von „Diorit“ durchbrochen.

Dem früher Erwähnten entsprechend, dass die nie kalkführenden Nevada-Schiefer keine Uebergänge in die Kalk-Talkschieferzone zeigen, könnte man vielleicht die ersteren für umgewandelte paläozoische (Silur- oder Devon-) Schichten, die letzteren für metamorphisirte Trias-Ablagerungen halten.

Die letzten östlichen Ausläufer des andalusischen Gebirgszuges nach Osten, die Sierras de los Estancias, de los Filabres, Alhamilla, Cabrera und de Almagro, alle in der Provinz Almeria gelegen, bestehen aus diesen metamorphischen Schiefern.

In den Sierras Cabrero, Alhamilla und de los Filabres scheinen ähnliche Verhältnisse obzuwalten. Auch hier kann man ein älteres Thonglimmerschiefergebiet von aufgelagerten mit Kalk wechselnden Talkschiefern unterscheiden.

Donayre (Boletin del mapa geol. Bd. IV. Datos para una reseña fisica y geologica de la region S. E. de la provincia de Almeria. p. 31—50) beschreibt aus diesen Schichten ganz ähnliche Kalke, wie wir sie in der Sierra Nevada gesehen; die Talkschiefer führen hier stellenweise Gyps; ganz ähnliche Brauneisensteingänge, wie wir sie bei der Venta del Aire kennen lernten, kommen auch hier vor; eruptiv, wie D. F. Donayre meint, sind sie nun freilich nicht. Letzterer Autor hält das ganze Gebirge nach Analogien mit Portugal für paläozoisch. Die Sierra de las Estancias, der nördliche Ausläufer des metamorphischen Gebirges, wird nach Daniel de Cortázar (Boletin Bd. II, p. 59—68) ebenfalls von krystallinischen Kalken, Quarzit und Schiefern zusammengesetzt.

Der Verfasser hält sie hier für triadisch, umsomehr, da nicht umgewandelte Triasschichten ihnen an vielen Stellen auflagern und beide Formationen grosse petrographische Aehnlichkeit zeigen.

Die Triasschichten, in welchen wie an den meisten Punkten Spaniens, keine Petrefacten gefunden wurden und die nur mittelst petrographischer Analogien als solche bestimmt wurden, bestehen hier aus mehr oder weniger dolomitischen Kalken, Mergeln und Sandsteinen, welch' letztere zwei Gesteine vielfach mit einander abwechseln. Die Mergel werden oft von Gypsen begleitet; sie enthalten hier als gutes Kennzeichnen der spanischen Trias, die Hyacinthen von Compostela und zahlreiche Grünsteingänge.

Auffallend ist es allerdings, dass, wenn die metamorphischen Schiefer umgewandelte Trias sind, einzelne Theile der Umwandlung sich entziehen konnten. Indess sind von anderen Orten ähnliche Thatsachen bekannt, wo ein Schichtencomplex stellenweise unverändert erhalten ist, während er im Uebrigen umgewandelt ist.

Von den bei mehreren Autoren erwähnten Grünsteingängen in der Sierra Nevada, konnte ich leider nirgends etwas finden. Auch in

den jüngeren tertiären und postpliocänen Geröllablagerungen, die alle ihr Material von der Sierra nehmen, konnte ich solche Gesteine nie constatiren, es fällt mir jedoch nicht ein, deren Gegenwort in Zweifel zu ziehen.

Das einzige vielleicht hieher gehörige Gestein fand ich in einigen kopfgrossen Geröllen auf einem Getreidefelde bei Jerez. Dasselbe ist von dunkelgrüner Farbe, sehr zäh und besitzt ein ungewöhnliches, wohl von Magneteisen herrührendes hohes specifisches Gewicht. Mit freiem Auge lassen sich zahlreiche kleine Granaten erkennen.

Ueber die Natur des grünen Mineralgemenges geben weder Dünnschliff noch Polarisation, wegen der vorgeschrittenen Zersetzung Aufschluss. Vielleicht bildet dieses Eklogit (?) ähnliche Gestein Einlagerungen im Schiefer.

Jurakalk.

Von der Alhambra aus nach Norden blickend bemerkt man einen steil aus der Ebene ragenden schön geformten kahlen Berg, die Sierra Elvira.

Von Granada ist sie in gerader Linie eine geographische Meile entfernt.

Von allen Seiten steigt die etwa 200 Meter über die Umgebung ragende Erhebung frei aus der Ebene hervor. Dicke, meist nach Nordwest fallende Kalkbänke setzen sie zusammen. Es ist ein brauner Kalk mit muschlig-splittrigem Bruch, der reich an dunklem Hornstein ist, welcher theils in Adern, theils in Knauern in ihm vorkommt. Einzelne Lagen des Kalkes sind krystallinisch ausgebildet und wurden als Marmor gebrochen; jetzt sind die Steinbrüche verlassen.

Im Kalkstein fand ich undeutliche Bivalvenreste und auf den Verwitterungsflächen häufig Crinoidenstiele. Es sollen jedoch hier Ammoniten gefunden worden sein, die bestimmt jurassisches Alter nachweisen.

de Verneuil und Colomb erwähnen (Bullet. de la soc. geol. Bd. 13, p. 708): „Dans la sierra d'Elvira près de Grenade, dans celles d'Antequera et de Ronda, dans les montagnes de Cabra et de Baena au Sud de Cordoue ou a trouvé des Ammonites jurassiques.“ Ueber die Juraformation von Antequera, etwa 10 geogr. Meilen westlich wird uns im Quaterly Journal, Bd. 27, 1871, berichtet.

Im Norden der Provinz Almeria besteht die Sierra de Maria aus Lias und Dogger; krystallinische Kalke, Mergel mit Jaspis und Feuerstein und Oolithe setzen sie zusammen (Boletin de la commission del Mapa geol. Bd. 2, p. 44—50).

Die Gypsformation.

Gleich hinter Alhendin, südlich von Granada tritt eine ausserordentlich gypsreiche Formation auf. Kalkmergel mit sandigen und glimmrigen Zwischenlagen und Gyps setzen sie zusammen. Hinter Gabia, einem Dorfe südwestlich von Alhendin, bilden die Schichten eine deutliche, einerseits SW., anderseits NO. fallende Synclinale. Südlich

von diesem Dorfe erhebt sich aus der Ebene ein nach NW. SO. gestreckter Hügel, der in Südosten mit einer grösseren Erhebung, dem kleinen Monte Vive, endigt.

Im Hangenden nehmen die Gyps- und Alabaster-Lager an Mächtigkeit zu und werden auch hinter Gabia ausgebeutet. Am südlichen Fusse des Rückens liegt das Dorf La Mala. Die Gypsformation fallt hier steil nach NW. ein und ist sehr schön geschichtet. Im Dorfe selbst werden salzreiche Quellen, die hier entspringen, in flachen Behältern der Verdunstung ausgesetzt. Es soll so jährlich gegen 6000 Ctr. Salz bereitet werden. Noch etwas weiter südlich entspringen Schwefelwasserstoffhältige Quellen, die als Heilmittel einen grossen Ruf besitzen. Gegen Escuzar zu werden dann die Gypse von einem später zu beschreibenden miocänen Kalktuff überlagert.

Auch an der Poststrasse nach Motril erkennt man zwischen Alhendin und Padul die tieferen Lager der Gypsformation, die hier ein nordwestliches Einfallen zeigen. Der höchste Punkt, den die Strasse zwischen Granada und Motril passirt, der Suspiro del Moro, besteht ebenfalls aus diesen Schichten.

Ueber das Alter der Gypse werden wir weiter unten Gelegenheit zu reden haben. Nirgends fand ich organische Reste.

Die miocäne Blockformation.

Wenn auch von beschränkter Verbreitung, sind diese Schichten vielleicht doch die interessantesten der Sierra. Am schönsten ausgebildet findet man sie im Genilthale, wo wir sie auch näher betrachten wollen.

Kurz bevor man, am Gehänge des Genil hinansteigend, das Dorf Senes erreicht, tauchen unter den horizontal liegenden jungen Alhambra-Conglomeraten sandige nach NNO. fallende Bänke hervor. In einem sandig glimmrigen, bald mergligen, bald schlierartigen Bindemittel liegen zahlreiche Blöcke im Volumen bis zu vielen Cubikmetern. Sie sind meist etwas abgerundet, doch nie so, dass man sie als eigentliche Gerölle bezeichnen könnte. Die Blöcke bestehen aus solchen Gesteinen der Sierra, welche sich in der Umgebung der Genilquellen finden; also Thonglimmerschiefer, Quarzite, Granatglimmerschiefer, Serpentine und etwas Kalk. Durch Ueberhandnehmen des Bindemittels oder der Blöcke entstehen zahlreiche Ausbildungsweisen. Bei Senes tritt stellenweise das lose Bindemittel soweit zurück, dass man einen wild durcheinander geworfenen Schuttkegel oder eine Moräne vor sich zu haben glaubt, doch dünne Mergellagen dazwischen zeigen immer wieder das Fallen der Schichten an.

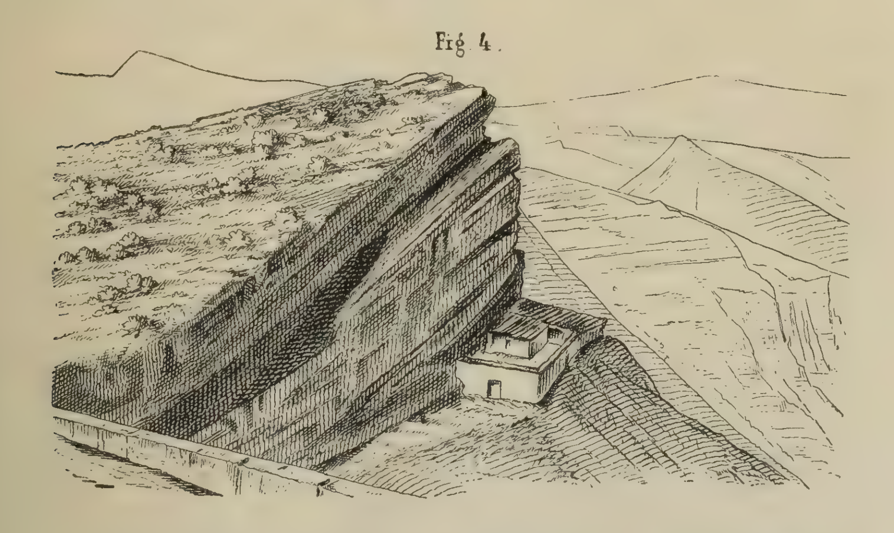
Mitunter herrscht das Bindemittel so vor, dass schöne Mergelbänke mit ungemein feiner Schichtung entstehen. In diesen findet man dann oft einige äusserst regelmässig, den Schichten parallel eingereihte Gesteinstrümmer, wie Feuersteinknollen in der weissen Kreide. Bei der Venta unterhalb Huejar treten diese feinen Lager am schönsten auf, und es gelang mir auch hier, eine Anzahl mariner Fossilien zu sammeln, die Herr Th. Fuchs für entschieden miocän erklärte. Es sind ein etwa drei Zoll breiter Pecten mit breiten Rippen vom Typus der

Pecten aus den Schio-Schichten, also tiefes Miocän, sehr fein gestreifte Tellina, Cardiumbruchstücke, Echinidenstacheln, Briozoen und andere undeutliche organische Reste. Interessant ist, dass ich auf zahlreichen Blöcken, die dem feinen Schlier reihenweise eingelagert waren, kleine Austernschalen fand. Die Fossilien kommen leider nur als Steinkerne vor, und obwohl ich einen ganzen Tag damit zubrachte, in den Mergeln hei der Venta zu sammeln, konnte ich doch nichts Besseres finden. Organische Reste sind übrigens in der ganzen Ablagerung verbreitet, da ich selbst in jenen Theilen, wo das Bindemittel sehr zurücktritt, noch Schalentrümmer vorfand. Die Formation ist im Genilthal sehr schön geschichtet, so dass man an den Abhängen schon von Weitem die Schichtung verfolgen kann.

Im Allgemeinen kann man sagen, dass die Mergel mehr das Liegende bilden und die Blockanhäufungen das Hangende. Das Wasser hat in diesen losen Gesteinen leichtes Gespiel gehabt. Viele hundert Fuss tief hat sich der Genil sein Bett gegraben. Schön geschichtete, von der Erosion verschonte Felspyramiden erhöhen den romantischen Eindruck des Thales.

Hinter einem solchen Pfeiler liegt das kleine Dorf Canale, hart an der Grenze des Kalkes. Fig. 4 zeigt eine Partie aus jener Gegend am rechten Ufer des Genil unterhalb Huejar.

Fig. 4.



Auch am Camino de los Neveros verquert man die Blockformation. Sie fällt hier in dicken Bänken nach W. und NW. Entsprechend der grösseren Verbreitung des Kalkes ober ihr an dieser Stelle enthält sie ziemlich viel Kalkblöcke eingeschlossen. Pecten und Tellina fand ich auch hier in Menge. Von der Fuente de la Vibora, die schon tief im Kalke liegt, sieht man nach Huejar hinüber deutlich die Grenze zwischen Kalk und Blockformation; sie ist hier durch eine bedeutende Einsattlung des Gebirges markirt, über welche ein Fussweg nach Guenta führt. Von hier aus lässt sich auch sehr gut beobachten, dass

beide Formationen discordant lagern, und zwar ist der Kalk steiler aufgerichtet.

Nördlich vom Genil ist die Blockformation etwas verschieden ausgebildet. Verfolgt man von Senes aus die Aguas Blanquillas, so findet man sie noch eine Strecke typisch ausgebildet und unter 15 Grad nach NNW. Fallen. Bei Dudar unterscheidet man in ihr eine 4 Meter mächtige sandsteinartige Bank, die man bis Guenta verfolgen kann.

Bei Guenta sind die Blöcke fast ganz verschwunden. Die Bänke werden kalkig, zum Theil verkieselt und schliesslich entstehen Kalksandsteine, die sich an den Kalk anlehnen.

Auch von der Höhe von Guenta sieht man sehr schön, hier von der entgegengesetzten Seite, die Discordanz mit den Kalken.

Verfolgt man die Blockformation noch weiter nördlich, so entstehen aus derselben Kalkconglomerate mit kalkigem Bindemittel. Bei Fargue fallen solche schwach nach Nord. Ob diese Gesteine und mürbe Kalktuffe oberhalb Santilla noch hieher gehören, möchte ich bezweifeln und sie eher für junge Bildungen halten. Petrefacten führen sie keine. Auf der Karte konnten diese Gebilde nicht von der Blockformation getrennt werden.

Gegen Süden lässt sich unser Schichtencomplex bis gegen Alhendin verfolgen. Die Grenze zwischen ihm und der hier auftretenden Gypsformation ist schwierig zu ziehen, da die Blockformation hier sehr arm an Einschlüssen und vollständig verwittert ist.

In keiner Verbindung mit dem nördlichen Vorkommen ist das kleine Gebiet bei Beznar. Sowie man von Lanjaron kommend die Poststrasse nach Motril betritt, findet man unsere Ablagerung wieder herrlich in den Barrancos von Tablate und Talaro, und in den Durchstichen der Strasse aufgeschlossen. Sie ist hier prachtvoll geschichtet und besteht zum vorwiegenden Theile aus sandigen Mergeln, in welchen aber stellenweise grosse Anhäufungen von Blöcken zu beobachten sind. Unschwer gelang es mir, hier in kurzer Zeit wieder Pecten und Tellina zu sammeln. Bei Durcal treten jüngere Bildungen auf.

Zieht man die verschiedene Ausbildungsweise der Blockformation in Betracht, so ist leicht ersichtlich, dass dieselbe in engen Zusammenhang mit den anliegenden Theilen der Sierra steht.

Die Blöcke dieser Formation an den Ufern des Genil bestehen ausschliesslich aus Gesteinen, welche noch heute an den Quellen des Flusses anstehen; die näher dem Kalkgebirge, oder wo dasselbe eine grosse Ausdehnung erreicht, nehmen Kalkblöcke auf und gehen sogar wie bei Guenta in kalkige Sandsteine über. Die Blöcke bei Tablate und Beznar sind zum grössten Theil Kalk- und Talkschiefer. Noch wichtiger aber ist die Thatsache, dass die grösste Ausdehnung der Blockformation mit dem heutigen Genilthal zusammentrifft. Dies scheint uns zu beweisen, dass dort, wo jetzt der Genil strömt, sich zur miocänen Zeit ein Fluss in das Meer ergoss, dessen Schuttkegel durch das Meer ausgebreitet und geschichtet wurde. Als ich zum ersten Male bei Huejar jene colossalen Blöcke im wilden Durcheinander beobachtete, dachte ich unwillkürlich an Eiszeit und Gletscher. Sobald ich jedoch die ausgezeichnete Schichtung wahrnahm und die Fossilien fand,

kam ich von diesem ersten Eindruck bald zurück. Keinerlei Thatsachen drängen uns, hier etwa eine „miocäne Eiszeit“ anzunehmen.

Alle in der Blockformation enthaltenen Gesteine finden wir ganz nahe in der Sierra anstehend. So zwingen uns also jene Gründe, die Gastaldi eine miocäne, oder Ramsay eine permische Eiszeit anzunehmen nöthigten nicht, ein Gleiches hier zu versuchen.

Die miocänen Lithothamnienkalke.

Südlich von Escuzar erhebt sich ein Bergrücken, der bis zu zwei Dritttheil seiner Höhe aus den Gyps- und Mergelschichten der Gypsformation besteht. Auf der Spitze des Hügels werden sie von eigenthümlichen, kaum 5—6 Meter mächtigen Kalktuffen überlagert. Die Bänke, in welche sie abgesondert sind, sind wenige Fuss mächtig und fallen schwach nach Osten. Das weiche, schön weisse, abfärbende Gestein besteht zum grössten Theile aus Kalkalgen, Bryozoen und Muschelfragmenten. Gut erhaltene Muschelreste sind selten, obwohl Pecten und Ostrea-Bruchstücke überall stecken. Einen wohlerhaltenen Pecten bestimmte Herr Theod. Fuchs als *Pecten Zitteli Fuchs*, eine noch nicht publicirte Species aus den Miocänschichten der Oase Siuah, deren Fossilien Zittel gesammelt und Th. Fuchs bearbeitet; einen anderen als *Pecten cf. acuticostatus Sow.*

Um die Kenntniss der Tertiärbildungen Andalusiens haben sich besonders Ansted und Silvertop verdient gemacht. Von ihnen haben wir auch die einzigen Nachrichten, welche uns über die Ausdehnung dieser marinen Bildungen in der Vega von Granada belehren können.

In einem Aufsatze „On the Lacustrine Basins of Baza and Alhama in the province of Granada and similar deposits in other parts of Spain (Proceed. of the geol. soc. of London, Bd. 1834, p. 216—225) schildert uns Charles Silvertop zuerst die Süsswasserformation von Baza im Norden von Guadix.

Sie ist von Nummulitenkalk umgeben. Auf diesem liegen nach ihm concordant die lacustren Ablagerungen. Unten Mergel mit blättrigen Gyps und schwefelhaltigen Salzquellen, oben dichter „creamcoloured“ Kalk, „identisch mit jenem von Centralfrankreich“.

Das Bassin von Alhama, zu welchem die Gypse und Nulliporenkalke unserer Karte gehören, hat nach Silvertop von Huetor Santilla bis Alhama einen Durchmesser von 36 engl. Meilen und zwischen Escuzar und Loja von 30 Meilen. Nördlich vom Genil kommen keinerlei Tertiärschichten mehr vor. Die ganze Area dieses Bassin ist von Conglomeraten, Mergel und Kalk mit Süsswassermuscheln eingenommen. Die tiefsten Schichten sind nach Silvertop die Gypse mit den glimmrigen Sandsteinen und Mergeln. Ueber diesen lagern auch hier wie im Becken von Baza Kalke mit Paludinen und auf diesen vereinzelte Fetzen von Kalk, der aus zusammengebackenen Schalen von Planorbis und Limna besteht.

In dieser Aufzählung vermissen wir unsere marinen Kalktuffe, während wir von den Süsswasserkalken, die wohl identisch mit dem cream-coloured Kalk der Sierra Baza sind, nichts gefunden haben. In einem Durchschnitt zwischen Alhama und Loja führt indess Silvertop folgende Aufeinanderfolge an:

1. Nummulitenkalk.
2. „Coralline Limstone, which in some parts alternates with a calcareous sandstone and a fine-grained conglomerate; the sandstone abounds with Pecten reconditus of the Londonclay" (hier erkennen wir leicht unsern Kalktuff).
3. Gyps und Mergel.
4. Süsswasserkalk mit Paludinen und kleinen Braunkohlenlagern.

Eine ausführlichere Darstellung der Tertiärschichten gibt Silvertop in seinem 1836 erschienenen Buche: „Geological sketch of the tertiary Formation in the provinces of Granada and Murcia. London. Die marinen Tertiärschichten kommen nach ihm im Becken von Alhama nur in Trümmern längs einer von der Sierra Nevada über Escuzar und Loja gezogenen Linie. Es werden folgende Vorkommen erwähnt:

1. Auf jenem Rücken der Sierra, der einerseits vom Monachil, anderseits vom Dilar gebildet wird, stehen etwa 20 Fuss mächtige „zoophitische Quadersteine" an, die nach NS. streichen und südlich vom Dilar, nördlich vom Monachil abgeschnitten werden. Diese Gesteine beschreibt Silvertop als nach SW. fallend, weiss und zusammengesetzt aus Korallen, Fragmenten von Pecten, Balanus und andern undeutlichen Schalenresten, von denen Deshayes *Cardita squamosa*, *Dentalium Bouéi*, *Turritella subangulata* und *Caryophyllia indeterminable* bestimmte. Der bandartige Fetzen liegt auf Kalkstein. Es ist unschwer, hier wieder den Kalk von Escuzar zu erkennen. Sein Auftreten in Höhen von mindestens 3000 Fuss ist jedenfalls für die Geschichte der Sierra sehr interessant.
2. Als zweiten Punkt führt Silvertop Escuzar an (p. 7). Die Auflagerung der Lithothamnienkalke auf dem Gypse wird hier constatirt; letztere aber nicht für tertiär erklärt.
3. Am Ufer des Rio de Alhama, zwischen Alhama und Arenas ist der Lithothamnienkalk sehr gut aufgeschlossen. Ihm ist ein jüngeres Conglomerat aus Schiefergesteinen angelagert.
4. Zwischen Alhama und Loja, bei dem Berge Majar de en Medio treten wieder die marinen Kalke auf; ebenso
5. beim Dorfe Salar, drei Meilen von Loja.

Die marinen Tertiärschichten (u. zw. Miocän) lassen sich längs dem südlichen Rande der iberischen Halbinsel noch weit nach Westen verfolgen.

Die Fossilien führenden Tejares-Thone bei Malaga sind schon lange durch Ansted (Quat. Journ. Bd. 15, p. 585) bekannt.

Die neue geologische Karte von Portugal im Massstabe von 1 : 500.000 von Carlos Ribeiro gibt solche Ablagerungen bei Cacella, Albufeira, Lagoa Alvor und Lagos an der Südküste an. Die hieher gehörigen Schichten von Lissabon zeichnen sich durch ihren Reichthum an wohlerhaltenen, zum Theil schon beschriebenen Fossilien aus.

Bei Alhama und Cacin liegen über diesen marinen Kalken horizontal gelagerte Gypse und über diesen Süsswasserkalke. Die Gypse bei Escuzar und Gabia, die hier unter den marinen Kalken liegen, hält Silvertop deshalb und weil sie im Gegensatz von jenen zu Alhama stark aufgerichtet sind, nicht für tertiär, sondern für secundär. (?) Er vereint sie mit jenen Gypsen, die nördlich von Granada in der Sierra Jarana, zusammen mit rothen Mergeln vorkommen und unter den Kalkstein einfallen.

Da ich allein nur das Vorkommen von Escuzar kenne, so wage ich nicht, hier eine Ansicht auszusprechen; möchte indess hier auf die Hinfälligkeit der Methode, petrographische Merkmale zu Altersbestimmungen zu benützen, aufmerksam machen. (In den miocänen Süsswasserschichten der La Mancha gibt es rothe Sandsteine und Gypsmergel in grosser Mächtigkeit, die, wenn sie, wie meist, fossilienlos sind, unmöglich von den Gesteinen der spanischen Trias unterschieden werden können. Die rothen Sandsteine aus den Süsswasserschichten der Auvergne sind vom bunten Sandstein nicht zu trennen.)

Die Mergel und Gypse setzen in der Provinz Malaga fort und breiten sich nördlich der Sierra von Antequera aus. Am nördlichen Abhang dieses Gebirges werden sie wieder von einem schmalen nordnordwestlich streichenden Band mariner Kalktuffe überlagert; isolirte Hügel aus diesem Gestein bestehend, führt Silvertop noch an einigen Punkten in der Nähe der Stadt Antequera an. Auf der Oberfläche dieses Kalkes findet man oft zahlreiche Exemplare von *Ostrea longirostris* ausgewittert (a. a. O. p. 30).

Oestlich unserer Karte, im Norden der Provinz Almeria tritt die marine Miocänformation in etwas anderen Eigenschaften auf. Hier sind es hauptsächlich „*Gonfolitas y maciños*“ von lichter Farbe, röthliche Mergel und etwas Gyps, welche D. Daniel de Cortazar zu dieser Formation zählt. [1]) (Boletin de la comision. Bd. 2. Resenña fisica y geologica de la region norte de la provincia de Almeria).

Im Süden der Provinz Almeria beschreibt D. Felipe Donayre (Boletin Bd. IV, p. 50—63) sehr verbreitete Schichten, die er dem Pliocän zuzählt. Sie bestehen unten und oben aus Conglomeraten, Kalk und Schiefer; dazwischen lagern gelbliche Kalke und Mergel oft mit bedeutenden Gypslagern [2]).

Diese Pliocän-Schichten sollen im Campillo de Uleila eine Höhe von 609 Meter über dem Meer erreichen. Aehnliche Pliocän-Vorkommen erwähnt Daniel de Cortazar im Norden von Huercal Obera (Norden

---

[1]) Von Fossilien führt der Autor an (p. 38): *Hopoplaria, Conus Aldrovandi* (Brocch), *Cypraea elongata?* (Brocch), *Cardium punctatum* (Brocch), *Favossites, Ostraea longirostris Lamk.; Clypeaster ambigenus Blain., Clyp. aegypticus Wright; Clyp. acuminatus Desor, Clyp. altus Lamk.; Clyp. Reidii Wright; Astraea Corsica d'Orb.*

[2]) Gefunden wurden an Fossilien: *Pecten gracilis, P. opercularis, P. Jacobeus, Patela costo-plicata; Pat. Cerulea, Pat. Lusitanica, Purpura hemastoma, Murex trunculos, Monodonta fragaroides Lamk.; Balanus postularis, B. tintinabulum; B. latiradiatus, Ostrea lamellosa Brocch, Ostraea edulis.*

der Prov. Almeria), wo sie bis zum Meere zu verfolgen sind. Mergel, Sand und im Hangenden Conglomerate setzen sie zusammen [1]).

Die Guadixformation.

Wenn man auf der Anhöhe von Diezma steht und gegen die weite Ebene von Guadix blickt, so ist man im höchsten Grade über das Bild erstaunt, das sich einem unter den Füssen entrollt. Soweit das Auge nach Osten reicht, erblickt man eng aneinandergereihte pyramidenähnliche Erosionshügel von rother Färbung. Einzelne Streifen von verschiedener Farbe lassen sich auf weite Distanz in vollkommen horizontaler Lage durch alle Hügel durch unterscheiden.

Besser als Worte es thun können, werden die beiden Farbendrucke auf Tafel VIII und IX eine Vorstellung von diesen merkwürdigen Ablagerungen geben. Das Bild auf Taf. IX ist vom Abhange von Diezma aus aufgenommen. Hinten sieht man die langgezogenen Rücken der Sierra Nevada, im Vordergrunde liegt die Guadixformation. In den breiten Erosionsfurchen schlängeln sich grüne Bänder einer nur die wasserarmen Bäche begleitenden spärlichen Vegetation.

Etwa eine halbe Stunde unter Diezma beginnen diese Ablagerungen. Hier wechseln vollkommen horizontale Bänke eines groben Kalk- und Quarz-Conglomerates, das durch ein eisenoxydhältiges, rothes Bindemittel cementirt ist mit rothen mürben Sandsteinen. Die Erosion wäscht letzteren leicht weg, und so treten die festen Conglomerate gesimsartig hervor und bilden ruinen-, thurm- und pallastähnliche Formen, die an Grossartigkeit und Abenteuerlichkeit alles von mir Gesehene weit hinter sich lassen.

Je mehr man sich vom Kalkgebirge weg der Ebene nähert, desto weniger grob werden die Conglomerate und desto mehr überwiegen die Schieferblöcke die aus Kalk bestehenden. Auch das rothe talkige Bindemittel macht einem braunen erdigen Zerreibsel Platz. Der Unterschied zwischen den Conglomeraten und dem mürben Gestein ist zwar noch vorhanden, doch macht das Seltenerwerden der festen Kalkstein-Conglomerate das gesimsartige Vortreten einzelner Felstheile verschwinden. Bei Porullena endlich vermisst man die Conglomerate fast vollständig, und die ganze Ablagerung bestehe aus einem unendlich feinen, glimmrigen Zerreibsel, in welchem sich zahllose Lager von Schieferbruchstücken befinden, mitunter wird die Ablagerung auch ausschliesslich aus faustgrossen Schieferfragmenten zusammengesetzt. Letztere stammen alle aus der Sierra. In der Ebene wird die Guadixformation ganz lössartig und wäre vielleicht sogar mit derselben zu verwechseln, wenn nicht die gänzliche Abwesenheit von Kalkröhren, die so charakteristisch für dieses Gestein sind, uns eines andern belehren würden. Nach Landschnecken etc. habe ich vergeblich gesucht.

---

[1]) Fossilien werden angeführt: Zähne von *Charcharias*, *Pecten opercularis*, *polymorphus*, *dubius*, *jacobaea*; *Strombus bubonus*, *Str. pugilis*, *Purpura striolata*, *Pectunculus inflatus*, *Balanus latiradiatus*, *Balan. tintinabulum*, *B. pustularis*, *Ostraea corrugata*, *Ostraea lamellosa*, *Ostraea edulis*, *Turritella vermicularis*.

Unsere Formation breitet sich im Westen längs der Bruchlinie des Kalkgebirges bis La Peza und von da längs dem Nordabfall der Sierra gegen Osten aus. Bei Jeres, Aldeire, Alquife, Calahorra stösst sie unmittelbar an die Thonglimmerschiefer.

Guadix liegt nach meinen Messungen 965 Meter über d. M., Calahorra etwa $1^3/_4$ geogr. Meilen in südöstlicher Richtung gelegen, liegt 353 Meter höher, also 1318 M. ü. d. M. Die Schichten lagern überall horizontal. In zahlreichen, tief eingerissenen Ramblas hat man genügende Gelegenheit dies zu beobachten.

Der Höhenunterschied zwischen Guadix und Calahorra beträgt 353 M., bei horizontaler Lagerung der Schichten wäre dies auch ihre Mächtigkeit.

Längs des ganzen Abhanges von Diezma bis zur Nevada erscheinen sie in gleicher Höhe.

Diezma liegt 1338 M. hoch, ist also 373 M. höher als Guadix. Da jedoch die Guadixschichten erst etwas unterhalb Diezma beginnen, so hätten wir hier wieder eine ähnliche Mächtigkeit von ca. 350 Meter; dasselbe findet bei Jerez, das fast in demselben Niveau wie Calahorra liegt, statt. Die Mächtigkeit der Schichten muss jedoch die von 350 M. noch übersteigen, da ja die Stadt Guadix selbst noch auf ihnen steht, und tief eingerissene Barrancas noch überall dieselben Gesteine bloslegen. Wie sind nun diese Schichten entstanden, woher diese colossalen Dedritus-Massen?

Alle Felsarten, welche die Guadix-Formation zusammensetzen, stammen aus der unmittelbaren Nähe der Sierra- und der Diezmaberge. Wo Kalk in der Nähe vorkommt, entstehen Kalkconglomerate, wo Schiefer anstehen, erdige Zerreibsel. Je mehr man sich vom Rande des Gebirges entfernt, desto kleiner werden die Trümmer, bis die ganze Formation endlich bei Guadix und Purullena geradezu lössartig wird.

Mit der Annäherung an die Gebirge wird auch das Bindemittel roth und eisenoxydhältig, während gegen das Centrum zu ein einförmiges braun und grau herrscht.

Alles dies, sowie die ausgezeichneten Schichtungsweisen deuten darauf hin, dass wir hier jedenfalls durch Wasser geschichtetes und von den Gebirgen zusammengebrachtes Material vor uns haben. Zwei wichtige Thatsachen, der horizontale Verlauf des Randes der Schichten an den äusseren Gebirgen und die ausserordentlich regelmässige horizontale Lagerung würden uns vielleicht zur Annahme einer hier vorliegenden See-Bildung führen, wenn nicht diese Idee schon von vornhinein durch den Mangel an geschlossenen Rändern im Norden und Osten vollkommen ausgeschlossen wäre. Es bleibt uns somit nur eine fluviative Bildungsweise übrig.

Nachdem der östliche Theil der Diezma-Kalkberge in die Tiefe versank, musste nothwendiger Weise als Resultat dieses Senkungsactes ein Steilerwerden aller Thalläufe und somit eine verstärkte Erosion und Geröllbildung folgen. So lässt sich vielleicht eine Erklärung jener mächtigen Gebilde anbahnen.

Immerhin aber müssen wir ganz andere Wassermassen in der Sierra annehmen, als wir heutzutage noch sehen. Dass die Flüsse der

Sierra einst ungleich grössere Wassermengen führen mussten, das muss jedem Beobachter, der auch nur einen flüchtigen Blick auf die trockenen Barrancos wirft, klar werden.

Noch an fünf anderen Stellen kommen die Guadixschichten auf unserer Karte vor. Die eine ist bei Ugijar im Süden der Sierra. Das Dorf liegt in einer Einsenkung zwischen der Sierra Nevada und der Contraviesa. Auch hier findet man wieder die pyramidenähnlichen Erosionshügel, das rothe Bindemittel und die horizontale Schichtung. Die festen Conglomeratbänke, die nur an den Rändern des Kalkgebirges auftreten, fehlen natürlich. Hier lässt sich eher an ein kleines Seebecken denken, in welchem die Ramblas ihr mitgerissenes Material niederfallen liessen.

Eine zweite Stelle des Vorkommens ist bei Adra, westlich von der Stadt. Es ziehen sich hier die rothen Bänke ein ziemliches Stück längst der Küste hin; sie liegen horizontal in nicht grosser Mächtigkeit auf dem Talkschiefer und sind als Bildungen des einst grosse Wassermengen führenden Rio Grande aufzufassen. Aehnliche Bildungen findet man noch bei Orgiva, Motril und Padul. Die Ablagerung der Schichten bei Orgiva erklärt sich sehr leicht. Dort, wo das enggewundene Thal sich plötzlich erweitert, liessen die nun ruhig dahinfliessenden Gewässer ihren Dedritus fallen, der sich nun ruhig ablagern, schichten und schliesslich cementiren konnte.

So finden wir auch bei Orgiva grobe Conglomerate mit rothen Bindemitteln, die aus Kalk- und Schieferbrocken bestehen. In den drei kurzen, aber sich nach unten ausserordentlich verbreiternden Ramblas, die bei Orgiva in die grosse Rambla münden, sind die Conglomerate schön sichtbar. Sie bedecken auch noch am Wege nach Lanjaron eine gute Weile die Kalke und Talkschiefer.

In ganz ähnlicher Weise wie bei Guadix ausgebildet, findet sich diese Formation auch im Norden der Provinz Almeria als zwei südsüdwestlich streichende Bänder westlich von Velez-Rubio und bei Taberno. Zahlreiche Höhlen finden sich hier wie auch bei Porullena, in welchen die arme Bevölkerung ihr Dasein fristet. Daniel de Cortazar bezeichnet das Alter der Schichten als postpliocän (Reseña fisica geologica. Boletin, Bd. 2, p. 25—52). Auch bei Berja hat Hausmann Aehnliches beobachtet.

Wenn wir zu den Guadixschichten nicht auch die Conglomerate der Hügel bei Granada zählen, sondern sie unter dem Namen

Alhambra-Conglomerat

auf der Karte mit eigener Farbe hervorgehoben haben, so liegt der Grund darin, dass dieselben sich doch durch einige Eigenthümlichkeiten von ihnen unterscheiden.

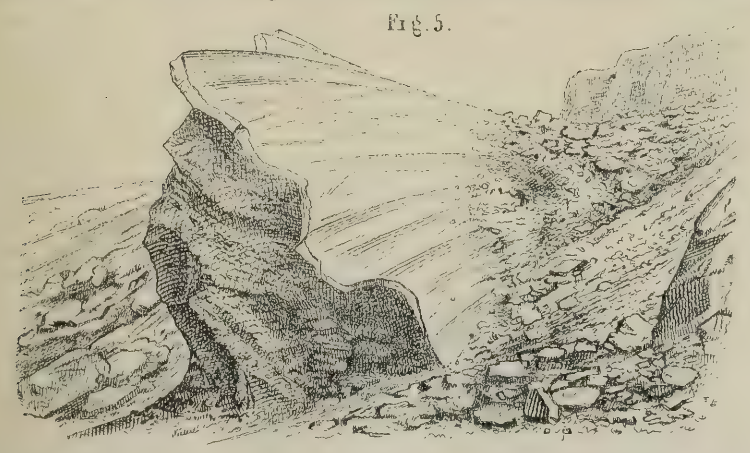
Die sandsteinartigen Zwischenlagen vermissen wir gänzlich und mit diesen fällt auch das eigenthümliche morphologische Auftreten, welches die Guadixschichten so auszeichnet, weg. Die Gerölle sind meist faustgross und deren Grösse variirt nur zwischen enger Grenze. Das erdige Bindemittel ist tiefroth und stark eisenoxydhaltend. Die groben Bänke sind vollkommen horizontal gelagert. Das Material, aus

dem die Gerölle bestehen, sind wieder die Sierra-Gesteine; nur sehr sparsam findet man Kalkgerölle.

Die Mächtigkeit dieses Conglomerates ist ziemlich bedeutend, denn an der Plaza nueva in Granada selbst und im Flussbette des Darro findet man sie anstehend bis hinauf zur Alhambra und zu der Silla de los Moros; dies beweist eine Mächtigkeit von mindestens 100 Meter. Vom Thale des Darro aus kann man leicht sehen, wie der hier senkrecht abstürzende, von der Alhambra gekrönte Hügel ausschliesslich aus den Conglomeraten besteht. Die Höhlen der Gitanos am rechten Ufer des Darro sind in ihm angelegt. In Granada selbst ist der östliche Stadttheil, wie Albacin, die alte Maurenstadt, und ein Theil von Antequeruela auf diesem Gestein erbaut, der westliche Theil der Stadt steht auf den Alluvionen des Genil. Die „ciudad del rey chico“ genannte Vorstadt im Norden von Granada ruht ebenfalls auf Conglomerat, das noch etwa eine Stunde gegen Fardes zu verfolgen ist. Im Süden des Camino de los Neveros erreicht man bald das Ende dieser Ablagerungen. Von jedem höher gelegenen Punkte lässt sich das Conglomerat leicht durch seine rothe Farbe und weit sichtbare horizontale Lagerung von der Blockformation unterscheiden. Auch hier darf das Vorkommen dieser Bildungen an der Mündung des Genil in die Vega von Granada nicht unerwähnt bleiben.

Sowohl die Guadixformation als die Alhambra-Conglomerate sind jedenfalls nur Reste von Bildungen, die früher eine grosse Ausdehnung hatten, und zum grössten Theile durch die Erosion weggeschwemmt wurden. Wenn irgendwie in der Nevada Spuren einer ehemaligen Eiszeit vorhanden wären, so könnte man vielleicht die Entstehung jener losen Massen mit dem Zeitpunkt des endlichen Schmelzens der Gletscher

Fig. 5.



in Verbindung bringen; die grossartigen Erosionserscheinungen in den Thälern der Nevada fänden so auch eine befriedigende Erklärung. Obwohl ich eifrig nach Spuren von Gletschern suchte, gelang es mir doch nirgends, schlagende Beweise für deren ehemalige Existenz zu finden. Nur auf dem Camino de los Neveros sah ich rechter Hand vom Weg einen ganz eigenthümlichen gekratzten und gehobelten anstehenden Kalkfels, der auf Fig. 5 naturgetreu abgebildet ist.

Einzelne sehr auffallende Thal- und Bergformen beim Peñon de S. Francisco und im Genilthale liessen sich, wären einmal bestimmtere Beweise für eine Vergletscherung gefunden, leicht deuten. Schimper (Voyage géologique botanique au Sud d'Espagne, l'Institut 1849; mir ist nur der Auszug in Leonhard's Jahrbuch 1850, p. 467 zugänglich) hält sowohl Blockformation als Alhambra-Conglomerat für Moränen. „Am Ausgange des grossen Thales des Genil und Monachil zeigen sich gewaltige Anhäufungen von Sand, Geschieben, von eckigen Glimmerschiefer-Trümmern und selbst von Wanderblöcken mit frischem Bruche. Diese Haufwerke setzen sehr mächtige Dämme zusammen und haben durchaus das Ansehen von Moränen der Gletscher. Die Moräne des Genilthales (d. h. unsere miocäne Blockformation) lehnt sich gegen Granada hin am Hügel des oben erwähnten Conglomerates (unser Alhambra-Conglomerat) und reicht bei einer Mächtigkeit von etwa 100 Meter über 1000 M. weit.“ (Leonhard cit.) Von diesen irrigen Beobachtungen sind, wie es scheint, alle Angaben über das Vorkommen einer ehemaligen Vergletscherung der Sierra Nevada hergenommen.

Alluvium.

Als solche haben wir auf der Karte die allerjüngsten Flussanschwemmungen, die zum Theil mit einer dicken Humusschichte bedeckt sind, ausgeschieden.

Wenn man von Padul aus gegen Granada geht, so sieht man, wie die weisse Farbe der Gypsformation mit einem Schlage längs einer geraden Linie endet und den dunkleren Tönen der humusreichen nächsten Umgebung von Granada Platz macht.

Die fruchtbare Ebene von Motril trägt reichlich alle Gewächse der subtropischen Zone und ist ganz mit Zuckerrohr bebaut.

Ueber Orbitoiden und Nummuliten führende Kalke vom „Goldberg“ bei Kirchberg am Wechsel.

Von **Franz Toula.**

Als Wasserscheide zwischen der Schwarza und dem Otterbache verläuft ein 860—900 Meter hoher, gerundeter Bergrücken, der sich von Raach, bei Schloss Wartenstein, in ostsüdöstlicher Richtung bis zu der Einsattelung hinzieht, über welche die Kunststrasse von Kirchberg über Kranichberg nach Gloggnitz führt. (Passhöhe 810 Meter.) Von dieser Stelle setzt er sich über den Mösel- oder Eselberg (980 M. hoch) fast genau westöstlich verlaufend, bis zum Durchbruche des Pittenbaches fort, der aus der Vereinigung des Otter-Feistritz-Baches mit dem Bache von Aspang entsteht. Der von der Einsattelung westwärts gelegene Theil dieses Rückens wird „auf der Rooms“ (auf der Generalstabskarte: Rams) genannt. Nach Norden sowie auch nach Süden ziehen Querrücken ab, von welchen einer der auffallendsten der „Goldberg“ genannt wird. Derselbe befindet sich zwischen Kirchberg und Otterthal, 3 Kilometer von dem ersteren, einen Kilometer von letzterem Orte entfernt, also im Westen von Kirchberg und fällt mit seinen verhältnissmässig steil geböschten Abhängen gegen den Otterbach ab, dessen Thal gerade hier eine Enge bildet, da im Süden die schuttbedeckten Vorhügel des Saurückenberges bis an den Bachrand herantreten. Dadurch werden zwei Thalweitungen von einander getrennt. Die schmale Südseite des Goldberges zeigt im Profil stufenartige Absätze; die beiden seitlichen, nach West und Ost gerichteten Flanken des Berges aber sind durch Wildbachschluchten vielfach zerrissen.

Auf dem Theil des Berges, welcher sich zwischen den zwei Hohlwegen befindet, (der eine, westliche, führt von Otterthal auf den Rams-Rücken, während der andere schon bei dem, auf der Administrativkarte „Fankl“ genannten Bauernhofe endet), sowie auch in allen Wasserrissen und im Schuttwerke der beiden Abhänge findet man eine Menge von lichter und dunkler roth, seltener gelblich weiss gefärbten, grösseren und kleineren Blöcken eines dichten Kalkes, der in den meisten Fällen überaus reich ist an Fossilresten sehr verschiedener Art.

Die ersten Funde dieser Art machte ich übrigens nicht hier, sondern an einer anderen Stelle dieses Gebietes, auf der Höhe des Rams-Rückens.

Auf einem Spaziergange vom Wirthshause am Rams-Sattel nach Westen, war ich nicht wenig überrascht über das Vorkommen einzelner intensiv roth gefärbten Kalkblöcke.

Das herrschende, den Bergrücken der Hauptsache nach zusammensetzende Gestein, ist nämlich auf der Höhe ein zum Theil schön gefältelter, ganz typischer Quarz-Phyllit, der auf dem weiter ost-

Geologische Kartenskizze der Gegend „Am Goldberg" bei Kirchberg am Wechsel.

Franz Toula.



wärts ausgedehnten, grosskörnigen Granit-Gneiss auflagert, und einerseits zu beiden Seiten der Einsattelung kleine Kuppen aus einem weissen, in eckige Bruchstücke zerfallenden, fast zuckerkörnigen Quarzit trägt, einen Quarzit, der im Grossen eine dickplattige Absonderung zeigt und sehr ähnlich ist den bei der Station Klamm auftretenden Quarziten. Aber auch die in der Einsenkung südlich von der Höhe des hohen Göstritz auftretenden Quarzite, sowie die im Fröschnitz-Graben bei Steinhaus am Semmering sind petrographisch nicht zu unterscheiden.

Ausserdem stehen in der Nähe des Rams-Rückens nur noch krystallinisch körnige Kalke an. Und zwar einerseits gegen Süden hin die Ausläufer der grossen Kalksteinscholle, die sich vom Aigen- oder Eibenberge nach Norden erstreckt, anderseits die nordwärts über den Quarziten auftretenden krystallinisch körnigen und etwas dolomitischen Kalke des Ramsberges. Weithin nach Westen halten jedoch die Phyllite an, welche nur mit Phyllit-Gneiss abwechseln, der gleichfalls durch grossen Quarzreichthum ausgezeichnet ist. Auf den Halden aus Feldsteinen, die in der Nähe des Weges zusammengetragen sind, fanden sich bei weiterem Nachsuchen allenthalben die erwähnten rothen Kalkblöcke, die ich anfänglich für Kreidekalke zu halten geneigt war. Sie liessen Korallendurchschnitte, Bryozoen und vor Allem häufige Lithothamnien erkennen. Auf dem kleinen beifolgenden geologischen Kärtchen ist das Gebiet, auf dem sich diese Blöcke finden, mit einer punktirten Linie umgrenzt. Man ersieht daraus, dass sie sich bis in die Nähe des Mies-Hofes auf der Kammhöhe hin vorfinden. Sobald die bezeichnete Zone passirt ist, findet sich jedoch keine Spur mehr davon. Dass man es bei diesen Blöcken mit erratischen Erscheinungen zu thun haben könnte, war nicht leicht zu vermuthen, da ausser den besagten Fossilien führenden Kalken, sowie einigen in der Nähe anstehenden Gesteinen keinerlei andere Gesteine vorkommen.

Es ist selbstverständlich, dass ich dem Vorkommen weiter nachforschte. Das Aussehen der Steinblöcke und das ganze Auftreten ist ein derartiges, dass man ihren Ursprung in der Nähe vermuthen musste. Da ich auf den Nordgehängen des Rams-Rückens keine derartigen Blöcke fand, wurden die südlichen Querthäler abgegangen. Längst der Kunststrasse findet sich keine Spur davon. Ebensowenig in der Kalkschlucht, die sich vom Riegler-Bauern im Otterthal bis zum Ramsbauern hinaufzieht.

Erst in dem Hohlwege der zum „Fankl“ und „Rumpler“ hinaufführt, und zwar nur an der westlichen Seite des tiefen Wasserrisses, fanden sich sehr fossilienreiche, stark abgewitterte kleinere und grössere Gesteinsstücke.

Da sich bei weiterer Umschau bald auch grosse lose Blöcke auffinden liessen und sich auch in den Mauern der Bauernhäuser dieselben Steine in Verwendung fanden, konnte über die Nähe des Ortes ihres Auftretens kein Zweifel mehr obwalten, und bald fanden sich auch in der That die Reste der anstehenden Kalkfelsen. Die ersten wurden an dem steilen Südgehänge des Berges, an zwei Stellen übereinander gefunden. Hier wird es auch klar, warum nicht mehr davon übrig ist. In der Gegend mangelt guter, zur Weisskalk-Erzeugung tauglicher Kalkstein. Der krystallinisch körnige Kalk, der bei Kirchberg gebrannt wird, entspricht nicht auf das beste, deshalb wurden die dichten röthlichen Kalke aufgesucht und gebrannt, da sie sich, wie mir von den Leuten versichert wurde, ganz gut löschen sollen.

An der besagten untern Stelle an der Südseite ist nur mehr wenig übrig geblieben, der kleine Kalkofen daneben hat das meiste davon schon aufgezehrt. Eine grössere Partie des Kalkes findet sich weiter nordwärts bei dem kleinen Stadel des „Fuchsbauern“ nahe der Kammhöhe.

Das schönste Vorkommen aber, das in Form eines ansehnlicheren Riffes auftritt, liegt am Westgehänge, ganz nahe dem westlichen Hohlwege, etwa 25 Schritte von der Waldblösse entfernt, im Walde versteckt.

Die losen Blöcke fanden sich sodann auch über das ganze Westgehänge des Querrückens bis in die Thalschlucht hinab, sie fehlen aber wieder gänzlich auf dem jenseitigen Berggehänge, so dass über die verhältnissmässig geringe Ausdehnung dieses Vorkommens, über seine Beschränkung auf den genannten Querriegel zwischen den beiden Hohlwegen wohl kein Zweifel bestehen kann.

Was die Beschaffenheit des fraglichen Gesteins anbelangt, so ist diese nicht ganz gleich bei allen Fundstücken. Weitaus die meisten derselben sind als feste, dichte Kalke zu bezeichnen, doch fehlen auch solche Stücke nicht, bei welchen eine breccienartige Struktur auftritt; seltener sind sandig kalkige Stücke. Immer aber ist der Fossilien-Reichthum ein überaus grosser, wenngleich auch leider der Erhaltungszustand der organischen Reste im Allgemeinen sehr viel zu wünschen übrig lässt.

Am häufigsten und in allen Varietäten des Gesteines vorkommend, treten die Scheibchen von Orbitoiden auf, unter welchen sich zweierlei Formen constatiren liessen. Sie sind so häufig, dass man die Gesteine füglich Orbitoiden-Kalke nennen darf.

Neben Orbitoiden fanden sich aber auch Nummuliten, freilich etwas weniger häufig. Sehr zahlreich sind sodann Bryozoënstückchen, und Stämmchen, Knollen und Krusten von Lithothamnien (Nulliporen).

Im Folgenden gebe ich eine etwas detaillirte Aufzählung der bis jetzt am Goldberge aufgefundenen organischen Reste und weiters einen, freilich noch wenig Sicherheit gewährenden Versuch, dieses Vorkommen mit anderen ähnlichen in Vergleich zu bringen.

In Cžjžek's Abhandlung: Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1854, Seite 465—529), welche auch den Goldberg mit umfasst, da das darin behandelte Gebiet noch über den Otterberg bis an den Sonnwendstein oder Göstritz hinüber greift, einer Abhandlung, die auf jeder Seite von aufmerksamster und gründlichster Begehung des ganzen Terrains Zeugniss ablegt, ist das geschilderte Vorkommen trotzdem nicht erwähnt; wer hätte auch vermuthen sollen, dass mitten in dem eintönigen Phyllit- und Phyllit-Gneiss-Gebiete eocäne Kalke anzutreffen seien.

Das ganze Vorkommen dürfte als der Rest einer hauptsächlich durch Denudation zerstörten grösseren Kalkmasse aufzufassen sein.

Verzeichniss der Fossilien aus den Orbitoiden-Kalken am Goldberge.

Von Lithothamnien lassen sich dreierlei Formen unterscheiden:

Die eine derselben bildet knollige Körperchen von meist lockerem Aufbaue.

Die zweite hat die Form eines rindenförmigen Ueberzuges oder eines labyrinthischen Netzes, womit kleine Kalkschlamm-Partikelchen,

Foraminiferen-Schälchen oder Korallenbruchstückchen u. s. w. umhüllt werden.

Die einzelnen Theile solcher Lithothamniennetze lassen unter dem Mikroskope auf das deutlichste die schichtenförmige Anordnung der zelligen Räume, sowohl in den Quer- als in den Längsschnitten erkennen, auch bemerkt man auf den Querschnitten an manchen Stellen die polygonalen Umrisse der Zellräume in Folge ihrer engeren Aneinanderlagerung. Einer der Längsschnitte ist sehr ähnlich der von Unger gegebenen Abbildung von *Lithothamnium crassum.* (Beiträge zur näheren Kenntniss des Leithakalkes, namentl. der vegetabilischen Einschlüsse u. der Bildungsgesch. desselben. Denkschr. math. nat. Cl. XIV. Bd., Taf. V.) Wie bei dieser Art, fanden sich auch bei einigen unserer Stücke übereinanderliegende Zellreihen, wovon immer 4—6 in einem innigen Zusammenhang zu stehen scheinen und verschiedenartig auskeilen. Auch zeigen sich — und dies Merkmal erscheint für unsere Form recht bezeichnend — ellipsoidische Hohlräume im Gewebe, Hohlräume, welche in Reihen nebeneinanderliegen und durch Lagen von gleichförmigem Gewebe getrennt sind. In der Richtung der Längsachse dieser Räume erscheinen die zwischen je zwei solchen Lücken liegenden Zellpartien verschiedenartig gestört, keilen sich aus oder erscheinen in der Mitte eingeschnürt.

Nichtsdestoweniger kommen auch in unseren Dünnschliffen Stückchen vor, welche Endchen von zarten Zweigen zu sein scheinen, ganz ähnlich so, wie dies Unger von *Nullipora ramossissima* (l. c. Taf. V, Fig. 20) dargestellt hat; sie zeigen strahlenförmig verlaufende Zellenzüge, die von der Mittellinie aus bogenförmig gegen die Oberfläche hin ausstrahlen und dabei in der Oberflächenpartie in grösserer Anzahl und demnach mit viel geringeren Durchmessern auftreten.

Vielleicht gehören diese Stückchen jedoch schon zu der dritten Form, die man als die stabförmige bezeichnen könnte.

Diese dritte Form tritt nämlich in auffallend langgestreckten, cylinderförmigen Stücken auf, die an manchen Stellen durch Zwischenbalken mit anderen ihrer Art verbunden sind. Die Stäbchen haben einen Durchmesser von 1—2 Mm. und lassen eine dichte äussere Rinde und ein lockeres Zellengewebe erkennen.

Dieses Nebeneinandervorkommen verschieden geformter Lithothamnienstückchen erinnert auf das lebhafteste an die von Darwin, (Corallenriffe, deutsch v. J. V. Carus S. 9), vom Rande des Keeling Atoll's angegebene Vergesellschaftung von drei verschiedenen *Nullipora*-Arten: einer in dünnen Schichten „wie eine Flechte an alten Bäumen“ wachsenden, einer zweiten, die in steinigen Knollen, und einer dritten, weniger häufigen, die in dem „moosartigen Netzwerk dünner, aber vollkommen steifer Zweige“ gedeiht.

Foraminiferen. Ueber die zahlreichen Foraminiferen verdanke ich meinem verehrten Freunde Herrn Felix Karrer den folgenden kleinen Aufsatz. „Die mir vorliegenden Stücke des Kalksteines vom Goldberge enthalten in grosser Menge kleine und sogar mikroskopische Versteinerungen. Wir bemerken darin Täfelchen und Stacheln von Cidariten, Stielglieder von Pentacriniten, Bryozoen, nulliporen(litho-

thamnien-)artige Durchschnitte und in ungeheurer Anzahl eine Serie von Foraminiferen, unter welchen wir unzweifelhaft

Nodosarien- oder Clavulinaartige Formen,
sehr viele Milioliden (Quinqueloculina),
Rotalideen,
Operculinen,
Orbitoiden, und
Nummuliten erkennen.
Die Orbitoiden sind geradezu herrschend.

Dieses Geschlecht kommt bekanntlich nur fossil in der oberen Kreide, vorwaltend aber im Eocän (Nummuliten-Formation), und zwar hier oft förmlich gesteinsbildend, im Miocän aber nur selten vor.

Das Eocän von Verona, Mokkatam und Kressenberg sind Hauptfundorte der Orbitoiden. Hantken hat 9 Arten, die meisten häufig, in seinen Clavulina Szabói-Schichten aufgefunden.

Gümbel weist in seinen nordalpinen Eocängebilden eine Suite von 20 theils schon bekannten, theils neuen Orbitoidenformen nach, deren einzelne ebenfalls in enormen Quantitäten aufzutreten pflegen.

In den von uns untersuchten Kalken treten, wie gesagt, Orbitoiden geradezu als Gesteinsmaterial auf, es ist aber bei der Festigkeit des Gesteins und dem Umstande, dass man durchaus nur Querschnitte, nie aber ganze, ausgewitterte Schalenoberflächen zur Untersuchung hat, nicht empfehlenswerth in genau sein sollende Artenbestimmungen einzugehen. Thatsache ist es, dass wir es hier mit zwei jedenfalls differirenden Formen zu thun haben, wovon eine einen mehr flachen, dünnen Typus, die andere eine sehr bauchige Form repräsentirt. Es wäre nicht unmöglich und nach einigen Anhaltspunkten erscheint es sogar wahrscheinlich, dass wir in der flachen Form

Orbitoides papyracea Boubée und in der etwas dickeren
Orbitoides dispansa Sow. sp. — (od. *Orb. aspera Gümbel*)
vor uns haben.

In der Sache ändert es aber überhaupt nichts, da wir einer wahren Orbitoiden-Schichte uns gegenüber befinden.

Weniger schön ist das Vorkommen der

Operculina (*Operculina complanata ?*), einer Gattung, die zwar schon in der Kreide auftritt, hauptsächlich aber im Alttertiären zu Hause ist [1]).

Neben allen diesen Formen glaube ich aber das Hauptgewicht auf das Vorkommen entschiedener

Nummuliten legen zu sollen, von welchen uns zwei ebenfalls nur in den Querschnitten, aber mit zweifellosen Charakteren erhaltene Arten vorliegen, die möglicher Weise dem *Nummulites spira de Roissy* (= *Assilina depressa Orb.*) verwandt sind."

---

[1]) An einem etwas abgewitterten Stücke sind gebogene und geknotete Rippen ziemlich deutlich zu erkennen, wodurch man einigermassen an *Operculina granulata Leym.* erinnert werden könnte, welche Form sowohl von Gümbel als auch von Hantken angeführt wird, unser Exemplar hat jedoch einen Durchmesser von 7 Mm.

Was die erwähnten Orbitoiden anbelangt, so muss vor Allem noch betont werden, dass sie sich von den in den sogenannten Orbituliten-Sandsteinen der Gosau-Formation vorkommenden Orbitoiden auf das Bestimmteste unterscheiden lassen.

Die letzteren sind, nach Allem, was ich davon bis jetzt gesehen habe, viel grössere und gedrungenere Formen.

Anthozoen. Von Einzelkorallen liegen zweierlei Formen vor, welche wohl am besten bei *Trochocyathus* untergebracht werden können, obwohl die Form einigermassen an *Flabellum* erinnert.

Trochocyathus (?) *spec.* Die Form des Kelchumrisses, der Verlauf der Septa, sowie die Beschaffenheit der Axe sind recht ähnlich wie bei *Trochocyathus sinuosus Brgn. sp.*, einer Form, welche Reuss (Reuss: Anthozoen und Bryozoen von Crosara. Denkschr. XXIX. Bd. S. 227, Taf. XXVII, Fig. 10 *c*) aus dem Tuff von Sangonini beschrieben hat.

Die zweite an Flabellum erinnernde Form lässt 66 Septa erkennen, welche in 5 Cyclen angeordnet sind.

Beide Stücke stammen aus dem braunrothen Kalke.

Ausserdem fanden sich:

Trochoseris spec. Ein grosses Exemplar mit ungemein zarten Lamellen; allem Anscheine nach war es ein flacher Stock. (Im rothen Kalk.)

Rhabdophyllia (?) *spec.* (wahrscheinlich eine neue Form). Eine sehr zierliche langröhrige Koralle, die einen lockeren, verästelten Stock bildet. Die einzelnen Aeste haben kaum 2 Mm. im Durchmesser. Die Kelche erscheinen an manchen Stellen durch schmale Peritheca-Brücken mit einander verbunden. 6 grössere Septa reichen bis zu dem Mittelsäulchen, 6 schwächere dazwischen erreichen fast dieselbe Länge, während 12 weitere viel kürzer sind. (In lichtem Kalk.)

Stylocoenia. (?) Kleine cylindrische Kelche, sind durch ein locker schwammiges (Perithecal-) Zwischengewebe mit einander verbunden, die Anordnung der Septa ähnlich wie bei der vorstehenden Form, das Mittelsäulchen schwach entwickelt.

Thamnastraea spec. Ein grösseres, stark abgewittertes Stück im weissen Kalke. Die Sterne sind ziemlich gross, die Kelchcentra etwa 10 Mm. von einander entfernt.

Porites spec. (*Porites nummulitica Rss.* ?) Leider nur in stark abgewitterten, sehr unvollkommenen Fragmenten vorhanden. Die Form der Kelche ist nur an wenigen Stellen deutlich zu erkennen. Die überaus häufigen Stücke zeigen zumeist eine vollkommen spongiöse Struktur, so dass man anfänglich versucht wird zu glauben, man habe es mit irgend einem Lithistiden zu thun. Eines der Stückchen erinnert durch den ungemein zarten, faltig maschigen Bau der Septal-Leistchen an *Porites micrantha Reuss* (Denkschr. 29. Bd., Taf. XXVI, Fig. 4) von Crosara. Am ähnlichsten scheint jedoch *Porites nummulitica Reuss* von Neustift bei Oberburg zu sein (Denkschr. 23. Bd., S. 28, Taf. VIII, Fig. 7 u. 8), welche Art aber Reuss auch von Crosara angegeben

hat. Auch vom Waschberge werden zwei *Porites*-Arten angegeben. (v. Hauer, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1858, S. 115) darunter auch *Porites nummulitica Rss.* (= *P. leiophylla Reuss.* Foss. Polyp. d. Wiener Tert. Beck. S. 28, Taf. V, Fig. 4.)

Echinodermen. *Pentacrinus.* Von diesem Genus liegen zweierlei Stielglieder vor.

a) Die eine Form zeigt ein reguläres Pentagon mit halbkreisförmig abgerundeten Ecken und gleicht dadurch auf das beste denjenigen Formen des

Pentacrinus Bronni Hag. aus der weissen Kreide von Rügen (m. vergl. z. B. Quenstedt Crinoiden, Taf. 99, Fig. 157), welche mit deutlich gefurchten Stielen versehen sind. Quenstedt (l. c. S. 265) schliesst diese Form an den im Eocän so häufigen *Pentacrinus dydactylus d'Orb.* an. *Pentacrinus Bronni* ist aber auch von Ronca im Vicentinischen und aus dem Tertiär von Biaritz bekannt geworden.

b) Die zweite Form liegt in zwei Trochiten vor. Die pentagonalen Gelenkflächen sind sternförmig. Die blattförmigen Eindrücke und Leisten treten scharf hervor, an dem einen Stücke lassen sich um den ziemlich engen Nahrungscanal 10 zarte Strahlen erkennen. In der Grösse und auch in der Form — sie sind nur nicht so scharf schneidig — erinnern sie an

Pentacrinus Oakeshottianus Forbes aus dem Eocän von Chalk-Farm. Von den cretacischen Formen ist *Pentacrinus annulatus Roem.* am ähnlichsten.

Sie liegen in einem rothen, etwas sandigen Kalke neben *Orbitoides* und verschiedenen anderen Resten.

Ausser den Pentacriniten-Stielgliedern finden sich von Echinodermen noch ziemlich häufig *Cidaris*-Stacheln, und zwar sowohl eine schlank cylindrische Form mit zart geknoteten Längsriefen, als auch eine stark keulenförmig verdickte und gedrungene Form.

Von Seeigelgehäusen liegen einige Bruchstücke vor. Eines derselben lässt eine Stachelwarze und Ambulacralporen erkennen; es stammt von einem sehr kleinen Individuum her. Obwohl man an einen kleinen *Psammechinus* denken könnte, ist doch der Rest zu schlecht erhalten, um mehr als eine blosse Vermuthung aussprechen zu können.

Bryozoen sind ungemein häufig, doch lassen sich des schlechten Erhaltungszustandes wegen keine genaueren Bestimmungen vornehmen.

So viel aber steht fest, dass sowohl cylindrisch-ästige, als auch rundlich-knollige Formen vorkommen. Die letzteren erinnern etwas an das Genus *Radiopora.* Von den ersteren dagegen lässt eines der Stücke an *Eschara papillosa Reuss* denken (Crosara, Taf. XXXI, Fig. 11 bis 17). Eine andere Form zeigt eine spirale Anordnung der Zellen, was an *Lunulites* erinnert.

Auch *Cellepora*-artige Dinge kommen in grosser Menge vor, sie finden sich fast in jedem Gesteinsstücke vor, wenn sie auch häufig nur in den Dünnschliffen deutlicher hervortreten.

Von Mollusken liegen folgende Formen vor:

Terebratula spec. ind. Nur ein Schalenbruchstück einer grösseren Art, welches die Schalenstruktur auf das Bestimmteste erkennen lässt. (Im rothen Kalke mit *Orbitoides* und *Pentacrinus.*)

Ostrea spec., eine grössere Form mit unregelmässig verlängerter Schale.

Ausserdem eine ganz kleine Form mit stark gewundenem Wirbel, die sich vielleicht an *Ostrea subarcuata Desh.* (Coq. foss. d. Env. de Paris, Taf. LIX, Fig. 9 u. 10) anschliessen liesse.

Pecten spec. Eine an der Innenseite deutlich längsgestreifte Art, die mit *Pecten bifidus Desh.* (An. sans vert. Taf. 79, Fig. 21—23) derselben Gruppe angehören dürfte.

Ein flacher langgezogener Steinkern nebst dazugehörigem Abdruck lässt keine nähere Bestimmung zu. Es wäre möglich, dass wir es mit einer flachen *Mytilus*-Form zu thun hätten.

Cerithium spec. ind. Ein kleines, schlankes Exemplar mit drei geknoteten Spirallinien auf jedem Umgange, so dass etwa 8 Knötchen auf je einen Umgang entfallen. Ist wegen mangelhafter Erhaltung nicht näher bestimmbar.

Fusus spec. Eine ganz kleine Form mit 7 starken Rippen quer über die Umgänge. Am ähnlichsten ist *Fusus subulatus Lam* (Coq. foss. Env. Paris. S. 535, Taf. 76, Fig. 13—15) von Grignon und Mouchy. Unser Exemplar ist jedoch noch kleiner als die citirte Art.

Trochus nov. sp.? cf. T. fragilis Desh. Eine kleine zart spiralgestreifte Art, die mit der citirten Form aus dem Pariser Becken (Desh. Coq. foss. Env. Paris. II., Taf. 29, Fig. 11—14) viele Aehnlichkeit hat. Doch sind die Umgänge unseres Exemplars mehr abgerundet und fehlen die Querstreifen. Im Ganzen lassen sich 6 Umgänge erkennen und sind die Spirallinien ganz gleichmässig. (In weissem Kalk neben *Orbitoides* etc.)

Turbo cf. obtusalis Baudow (Desh. An. sans vert. d. Bassin de Paris, II., 908, Taf. 59, Fig. 30). Unser Exemplar stimmt in Bezug auf Form und Grösse mit der citirten französischen Art von Saint Felix im Calcaire grossier sehr gut überein, ist aber nur 3 Mm. lang und 2·8 Mm. breit (während die französische Form 5 Mm. lang und 4 Mm. breit ist). Die zwei letzten Umgänge sind ganz übereinstimmend gebaut, der dritte Umgang aber ist kleiner als bei der von Deshayes beschriebenen Form. Zarte Spirallinien bedecken die Schalenoberfläche. (Im weissen Kalke.)

Schliesslich sei noch das seltene Vorkommen von

Serpulen erwähnt, und zwar liegen solche mit runder und eine andere mit kantiger Röhre vor.

Versuch einer Vergleichung mit anderen alpinen Eocän-Vorkommnissen.

Die von Herrn Hofrath v. Hauer im Jahre 1858 beschriebenen Eocän-Gebilde im Erzherzogthume Oesterreich und in Salzburg (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, IX. Jahrgang, S. 103—137) bestehen in

den meisten Fällen aus Sandsteinen oder sandigen Kalken, welch letztere sehr häufig mehr oder weniger krystallinisch werden.

Das letztere ist beispielsweise auch bei den Vorkommnissen am Holingsteiner-, Michaels- und vor Allem am Waschberge im NO. von Stockerau der Fall, welch letztere Localität noch näher in Betracht gezogen werden soll. Nur von wenigen Stellen in den Nummuliten-Schichten wird das Mitvorkommen von *Orbitoides* angegeben, und zwar:

1. In den Nummuliten-Sandsteinen bei Greifenstein, in den Steinbrüchen östlich von Höflein, wo Prof. Reuss einen „den Orbitoliten zunächst verwandten Körper" auffand; v. Hauer hat hier auch das Mitvorkommen von Nummuliten nachgewiesen.

2. In dem grobkörnigen Sandsteine bei Höflein, wo von Cžjžek neben Spuren von anderen organischen Körpern auch Orbituliten aufgefunden wurden.

3. In dem Eocän von Mattsee, neben zahlreichen anderen Fossilien, unter welchen auch *Serpula spirulaea* angeführt wird, wird das Vorkommen von *Orbitolites submedia Arch.* (aller Wahrscheinlichkeit nach = *Orbitoides aspera Gümbel*) neben zwei verschiedenen Nummuliten (*Nummulina laevigata Lam.* und *N. scabra Lam.*) angegeben.

4. Was das Vorkommen am Waschberge anbelangt, so wird in dem verhältnissmässig reichhaltigen Verzeichnisse wohl das Vorkommen der Nummuliten, nicht aber auch das überaus häufige Vorkommen von *Orbitoides* erwähnt. Bei einem Besuch dieser interessanten Localität, den ich im vorigen Jahre mit Herrn v. Drasche unternommen habe, sammelten wir ein ziemlich reichhaltiges Material. Vor Allem häufig sind die kleinen, bauchigen, durch ihre grobhöckerige Oberfläche auffallenden Exemplare von *Nummulites Lucasana*, womit die abgewitterten Gesteinsstücke oft über und über bedeckt sind, während eine etwas grössere Art weniger häufig und daneben vorkömmt. An Querbrüchen und Anschliffen überzeugte ich mich bald von der geradezu überraschenden Häufigkeit von *Orbitoides*, welche Gattung sich nunmehr auch bei genauerem Betrachten allenthalben auf den abgewitterten Stücken erkennen liess. Die Oberfläche der Orbitoiden-Schalen ist mit zierlichen Höckerchen geziert, ähnlich jenen auf den daneben liegenden Nummuliten, nur viel zarter. Zwischen diesen Höckerchen, welche gegen die Mitte zu grösser werden, befinden sich die zahlreichen, ungemein feinen Grübchen, die fast so aussehen, als wären sie mit der Nadelspitze erzeugt. Der Mangel an einer mittleren nabelförmigen Erhöhung lässt vermuthen, dass wir es hier mit *Orbitoides aspera Gümb.* zu thun haben. Neben dieser einen Form kommt aber noch eine zweite, in der Mitte aufgeblähte Form vor. Wahrscheinlich sind es kleine Exemplare von *Orbitoides papyracea Boub.* Am Waschberge treten die Orbitoiden nach einer Mittheilung, die ich Herrn Prof. Suess verdanke, geradezu bankbildend auf.

Von den weiter westwärts bekannt gewordenen Nummuliten- und Orbitoiden-Schichten (man vergl. Gümbel: Beiträge zur Foraminiferen-Fauna d. nordalp. Eocän-Gebilde. Abh. d. bayer. Ak. d. W., II. Cl., X. Bd., II. Abth.) wäre hauptsächlich auf diejenigen eocänen Vorkommnisse hinzuweisen, welche unter der Bezeichnung „Granitmarmor" ange-

führt werden, unter welchem Namen man bekanntlich festen Nummulitenkalk zu verstehen hat. Da sie jedoch einer älteren Ablagerung entsprechen, können sie füglich übergangen werden.

Die jüngeren Nummulitenkalke, Gümbel's Reiter-Schichten, müssten dagegen wohl näher in Betracht gezogen werden. Diese sind nämlich unter allen Eocän-Vorkommnissen in den nordöstlichen Alpen diejenigen, welche der krystallinischen Centralzone am nächsten gelegen sind.

Was das transgredirende Auftreten auf den krystallinischen Schiefern im Gebiete der Centralzone der Alpen anbelangt, so ist dafür das längst bekannte Vorkommen von Althofen und Guttaring im nordöstlichen Kärnten als eine Parallele anzuführen (Jahrbuch VI, S. 187), wo die eocänen Schichten unmittelbar auf Thonglimmerschiefer auflagern. Diese Bildungen werden jedoch von Dr. Moriz Hörnes gleichfalls als den „untersten Gliedern der Eocän-Formation“ entsprechend aufgefasst. Sie zeigen „die grösste Uebereinstimmung mit den Vorkommen im Val di Ronca“. Das häufige Vorkommen von Krebsscheeren und der Mangel an *Orbitoides*-Schalen unterscheiden die Ablagerungen von Guttaring die übrigens auch einer ganz andern Facies entsprechen, von dem Vorkommen im Wechsel-Semmering-Gebiete.

Da einer Mittheilung nach, welche ich Herrn Professor Suess verdanke, die Korallen der Eocän-Ablagerungen von Polschitza in Oberkrain, zwischen Krainburg und Radmansdorf, (Lipold im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., VIII, S. 222), den Korallen von Crosara entsprechen, so dürfte dieses südalpine Eocän-Vorkommen mit unserem nordalpinen dem geologischen Alter nach in näherer Uebereinstimmung stehen.

Erwähnt werden muss hier auch das dritte bekannte Eocän-Vorkommen vom südlichen Rande der Centralzone, nämlich von Oberburg bei Cilly (Reuss: Denkschriften d. k. Ak. d. W., Bd. XXIII, S. 1). Mit den von dieser Localität beschriebenen Formen (Korallen und Foraminiferen) besteht keinerlei Uebereinstimmung, sie gehören offenbar einer jüngeren Periode an und stimmen auf das beste mit den Fossilien aus den Schichten von Castel-Gomberto überein.

Unser Vorkommen bei Kirchberg, das im krystallinischen Gebiete gelegen ist, dürfte besser mit den oberen als mit den unteren Eocän-Ablagerungen in Parallele zu stellen sein, und dürften ihm die, von dem Zuge der nordöstlichen Alpen durch die Donau getrennten Ablagerungen am Michaels- und Waschberge bei Stockerau am nächsten verwandt sein, wenn gleich auch bemerkt werden muss, dass daselbst ganz andere Nummulitenformen vorkommen.

Besser geeignet zum Vergleiche scheinen jedoch die älteren Tertiärablagerungen im Vicentinischen, sowie gewisse Ablagerungen in Ungarn, in der Gegend von Gran und Ofen und vielleicht auch die oberen Etagen der im südlichen Bakony auftretenden, an *Orbitoides* reichen oberen Eocän-Gebilde zu sein.

Von den Schichtengruppen in der Umgebung von Vicenza muss vor Allem die Gruppe von Priabona in's Auge gefasst werden, und zwar der durch seinen Reichthum an Orbitoiden ausgezeichnete *Orbitoides*-Horizont (Orbitulinen-Mergel), der daselbst nach Suess (Gliederung des Vicentinischen Tertiärgebirges, 58. Bd. d. Sitz.-Ber.) über einer

mächtigen Kalkmasse lagert. Am Goldberge ist freilich von der *Serpula spirulaea*, die in den Priabona-Schichten ihr Hauptlager hat, keine Spur aufgefunden worden, während das häufige Vorkommen von Nummuliten, die dem *N. spira* nahe zu stehen scheinen, auf eine etwas ältere Etage, nämlich auf die zweite Hauptgruppe nach der Suess'schen Gliederung, und zwar auf den „Kalk mit Kieselnieren und zahlreichen Exemplaren der *Numm. spira*“ hinweisen würde.

Andererseits wieder erinnern die zahlreichen Bryozoen-Stämmchen, sowie die so ungemein häufigen Lithothamnien-Vorkommnisse und die Korallen an die über der Priabona-Schichtengruppe folgenden Ablagerungen, welche unter dem Namen der Schichten von Crosara bekannt sind.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass sich für die *Orbitoides*-Kalke vom Goldberg auch in Parallele mit den Vincentinischen Tertiärgebilden kein bestimmtes Aequivalent angeben lässt, sondern nur beiläufig gesagt werden kann, dass sie in der Zeit gebildet worden sein mögen, während welcher im Vicentinischen die Kalke mit *Numm. spira*, die *Orbitoides*-Schichten von Priabona und die Korallenkalke von Crosara abgelagert wurden.

In der Schichtenreihe der Graner Gegend könnte man für das Vorkommen am Waschberg etwa den Lucasana-Horizont Hantken's als das Aequivalent annehmen.

In der Umgebung von Ofen (Hantken: Fauna v. Clavulina Szabói-Schichten S. 7) ist es der Schichtencomplex mit Clavulina Szabói, enge verbunden mit dem Orbitoiden-Kalke, welch letzterer geradezu in die Ofener Mergel übergeht, (deren Reichthum an Orbitoiden hervorzuheben ist) und paläontologisch von den liegenden Schichten nicht geschieden werden kann.

Mit dieser Region, also mit dem Liegenden der Orbitoiden-Kalke oder den damit in so nahem Verbande stehenden Ofener Mergeln, deren Reichthum an Nummuliten, Orbitoiden, Operculinen, Heterosteginen und Bryozoen so gross ist, dürften unsere Orbitoiden-Kalke am besten in Parallele zu stellen sein.

Auf jeden Fall ist der Altersunterschied kein sehr beträchtlicher, wenn gleich es schwierig ist, auf sichere Parallelen bei so weit von einander abstehenden Vorkommnissen zu kommen, bei Vorkommnissen, die auch in Bezug auf die Facies-Verhältnisse auffallende Unterschiede zu erkennen geben. Die flachen, an *Nummulites spira* sich anschliessenden Nummuliten würden sogar auf etwas ältere als auf jüngere Schichten hindeuten.

Herr v. Hantken, der bei seiner letzten Anwesenheit in Wien das Material vom Goldberg gesehen hat, machte den Ausspruch, es scheine ihm dasselbe lebhaft an die in den Ofener Mergeln vorkommende Fauna zu erinnern.

Was die wenigen Molluskenreste anbelangt, so stimmen dieselben mit den von Zittel beschriebenen Formen aus der oberen Nummuliten-Formation in Ungarn ganz und gar nicht überein. Wo sich eine Aehnlichkeit angeben liess, waren es Formen aus dem französischen Eocän-Becken, die als ähnlich genannt werden konnten. Dies ist besonders bei dem niederen *Turbo cf. obtusalis* und dem *Trochus cf. fragilis* der Fall,

obgleich sich auch für diese beiden Formen keine ganz sichere Uebereinstimmung ergeben hat.

Nach den im Vorangehenden angeführten Vergleichungs-Versuchen glaube ich, dass man die Orbitoiden-Kalke vom Goldberg am besten als Ober-Eocän bezeichnen könnte, und dass sie mit den Orbitoiden-Nummuliten-Kalken an der Basis der Ofner Mergel oder mit den oberen Etagen der Gruppe von Priabona als gleichalterig angesehen werden könnten. Aber auch zwischen ihnen und den Kalksandsteinen mit Nummuliten und Orbitoiden am Waschberge bei Stockerau dürfte wie gesagt die Altersverschiedenheit nicht allzugross sein.

Selbstverständlich können alle diese Vergleichungen nur als mehr oder weniger wahrscheinliche Vermuthungen hingestellt werden.

So viel geht aus dem beschriebenen Materiale aber als so ziemlich sicher und feststehend hervor, dass wir es bei den Ablagerungen am Goldberge mit einer Seichtwasser- oder Riffbildung zu thun haben. Die häufigen Korallen und besonders die zahlreichen Lithothamnien sprechen sehr bestimmt dafür.

Im Anhange muss ich noch anführen, dass der eocäne erratische Block, den A. v. Morlot (Haidinger natur. Abh., Bd. IV, 2. Abth., Taf. 2) beschrieben und abgebildet hat, aus einem dichten Kalksteine besteht, der in seinem Aussehen den dunkler gefärbten Kalken vom Goldberg sehr ähnlich ist. Auch dieser Kalk ist reich an organischen Resten, deren nähere Bestimmung jedoch ohne Anschliffe nicht durchführbar ist. Bryozoen-Stämmchen scheinen unter Anderem sehr häufig vorzukommen. Dieser Block stammt bekanntlich aus dem erratischen Diluvium bei Pitten. v. Morlot sagt freilich, er bestehe aus „rothem alpinen Encriniten-Kalk oder Marmor, wie er in der Gegend des Schneeberges anstehend vorkömmt“.

Auch unter den von Herrn Hofrath v. Hauer gesammelten merkwürdigen gebrochenen und wieder verwachsenen Geschieben aus dem erratischen Diluvium von Schleinz und Schauerleiten liegen einige Stücke vor, die mit dem Goldberger Vorkommen auf das überraschendste übereinstimmen, besonders eines der Stücke aus Schleinz lässt neben anderen undeutlichen Dingen *Orbitoides*, *Porites*, *Lithothamnium*, sowie verschiedene Bryozoen unterscheiden, und kann nicht der geringste Zweifel hierüber bestehen, dass es von demselben Gesteine, vielleicht sogar von derselben Localität herstammt.

Zum Schlusse muss noch auf das Vorkommen von Blöcken eines gelben „Orbituliten-Kalksteins“ bei Würflach hingewiesen werden, die sich neben anderen, oft mehrere Centner schweren Blöcken weit an dem Abhange des Kettenloisberges hinauf vorfinden und „daselbst ganze Hügel bilden“. Sie treten auch hoch oben am Sattel der Klause auf, die von Grünbach nach Buchberg führt, und zwar auf Gosau-Bildungen und Werfener Schiefern liegend.

Ebenso finden sie sich auf der Höhe des Vestenhofes oberhalb Pottschach, wo „Grauwackenschiefer“ ihre Unterlage bilden, und bei Prigglitz, nördlich von Gloggnitz. (Bericht der Wasserleitungs-Commission, S. 53 ff.)

Alle diese Kalksteine werden in der Literatur als Gosau-Bildungen angeführt.

Ueber ihr Verhältniss zu den Orbitoiden-Nummuliten-Kalken am Goldberg kann ich mir dermalen noch keinen Ausspruch erlauben.

Studien über die Altersverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenbildung.

Von **D. Stur.**

Vorgelegt in der Sitzung am 4. März 1879.

Seit der Veröffentlichung der berühmten Abhandlung Beyrich's: Ueber den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen [1]), hat keiner der vielen, von norddeutschen Gelehrten über dasselbe Thema geschriebenen Aufsätze, so sehr zum Studium der Altersverhältnisse unserer nordböhmischen Braunkohlenbildung am Fusse des Erz- und Riesengebirges anzuregen vermocht, wie die neueste einschlägige Publication Credner's: Das Oligocän des Leipziger Kreises mit besonderer Berücksichtigung des marinen Mittel-Oligocäns. [2])

Die ganz meisterhafte Darstellung der Verhältnisse, unter welchen im Leipziger Kreise zwei altersverschiedene Braunkohlenbildungen durch die zwischengelagerten marinen Bildungen des Mittel-Oligocän von einander getrennt, übereinander lagernd nachgewiesen wurden, einerseits, und die klare Auseinandersetzung der Charaktere und Merkmale insbesondere der unteren Braunkohlenbildung und der dieselbe begleitenden Ablagerung, die so völlig und bis ins kleinste Detail die Verhältnisse, unter welchen in Nordböhmen die vorbasaltische Braunkohlenbildung auftritt, wiedergeben, andererseits — sind hauptsächlich geeignet die letztcitirte Abhandlung uns sehr werthvoll erscheinen zu lassen.

Wenn es nämlich möglich ist den Nachweis zu führen, dass die vorbasaltische Braunkohlenbildung Nord-Böhmens identisch sei mit der unter dem marinen Mittel-Oligocän im Leipziger Kreise auftretenden unteren Braunkohlenbildung, so erhalten wir damit für die böhmischen Braunkohlengebilde einen sehr schätzbaren Horizont, und zwar die obere Grenze der vorbasaltischen Braunkohlenbildung. Wir wissen dann, dass an dieser Grenze, also unmittelbar im Hangenden der vorbasaltischen Braunkohlenschichten, das marine Mittel-Oligocän eingeschaltet sein müsste, wenn es bei uns, ebenso gut wie im Leipziger Kreise südlich von Leipzig, nicht fehlte. Wir wissen dann, dass die basalti-

[1]) Abh. d. k. Akad. d. W. zu Berlin. 1855.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. Jahrg. 1878. XXX. 4.

schen Gebilde Nordböhmens jünger sein müssen als das Mittel-Oligocän und erhalten endlich auch noch einen Anhaltspunkt, die Altersverhältnisse der nachbasaltischen Braunkohlenbildung festzustellen.

Wem es bekannt ist seit wie langer Zeit zahlreiche Geologen, Palaeontologen und Freunde der Palaeontologie an der Aufsammlung grosser Schätze von Versteinerungen aus der nordböhmischen Braunkohlenbildung arbeiten, und welche Mühe dazu verwendet wurde, diese Schätze theilweise zu beschreiben und bekannt zu geben, wer es gesehen und erfahren hat, dass in diesem Gebiete kaum noch ein Gehänge existirt, dessen wenigstens eine Gesteinsart nicht hunderte von Petrefacten, namentlich von Pflanzenresten enthielte — der wird es leicht begreifen, dass ein solcher Orientirungs-Horizont, wie der in welchem das fehlende Mittel-Oligocän einzuschalten sei, von sehr grossem Werthe ist für die Ordnung des reichen bekannten wissenschaftlichen Materials, das uns aus der Braunkohlen-Ablagerung Nordböhmens vorliegt, dessen bisherige Sichtung nicht allgemein befriedigte.

Die Identität der unteren Braunkohlenbildung des Leipziger Kreises mit den vorbasaltischen Braunkohlenschichten Nordböhmens oder den sogenannten Saazer-Schichten Jokély's ist nicht schwer an der Hand der Ausführungen, die Credner in seiner citirten Abhandlung liefert, nachzuweisen. Liest man die Beschreibung der (unteren, älteren) Stufe der Knollensteine (Braunkohlenquarzite) der Kiese und Sande die häufig lose, nicht selten zu Quarzconglomeraten und Quarz-Sandsteinen cementirt sind, so wird man an die Stellen in Nordböhmen verlegt, wo die liegenden Braunkohlensandsteine der Saazer-Schichten anstehen, also nach Altsattel, Davidsthal, im Falkenauer Becken; auf den Kl. Purberg bei Czernowitz, auf die Salesiushöhe bei Osseg, nach Liebeschitz südlich bei Saaz und in den hinteren Theil der Priesener Schlucht bei Bilin, oder auf den Teplitzer Schlossberg [1]) im Saaz-Teplitzer-Becken; endlich nach Schüttenitz nordöstlich von Leitmeritz — an welchen Stellen die Braunkohlenquarzite nicht nur petrografisch völlig ident auftreten, sondern auch eine reiche Flora, die man die Flora von Altsattel nennen kann, bergen. Nach Reuss [2]) stellen sie bald einen lockeren eisenschüssigen Sand dar, bald wieder feste, zum Theile sehr feste und quarzige Gesteine von verschiedenem Korne, bis zum Conglomeratartigen.

Folgt man dagegen der Beschreibung der Vorkommnisse der Thone die häufiger den Sanden als den Kiesen, in linsenförmigen Massen eingeschaltet erscheinen, so wird man namentlich bei der Lesung der Beschreibung des Bahneinschnittes bei Göhren an der Chemnitz-Leipziger Bahn die Engelhardt gegeben hat, ganz und gar in den hinteren Theil der Schlucht bei Priesen (auf der Generalstabskarte: Briesen) bei Bilin NW. versetzt, woselbst der, eine reiche Flora führende plastische Thon von Priesen, Einlagerungen im Braunkohlen-Sandsteine bildet.

Es ist ein Verdienst Engelhardt's, zuerst auf die Identität des Priesner plastischen Thones mit dem plastischen

[1]) Laube: Verh. 1878. p. 208.
[2]) Reuss: in Löschner's Balneol. a. Böhm. II. Band. p. 37.

Thone von Göhren hingewiesen zu haben, die sowohl in Hinsicht auf die Gesteinsbeschaffenheit, als auch in Hinsicht auf die Flora, die beide führen, eine völlige ist. Ich kann dieser Angabe um so bestimmter beistimmen, als ich der besonderen Güte Geinitz's die Zusendung mehrerer Platten des plastischen Thones von Göhren zu verdanken habe, die den Platten des plastischen Thones von Priesen so sehr ähneln, dass sie untereinander gemischt, nur nach den Etiquetten trennbar erscheinen, indem das Korn, die Farbe des Gesteins und die Erhaltungsweise der Pflanzenreste ganz und gar gleich sind.

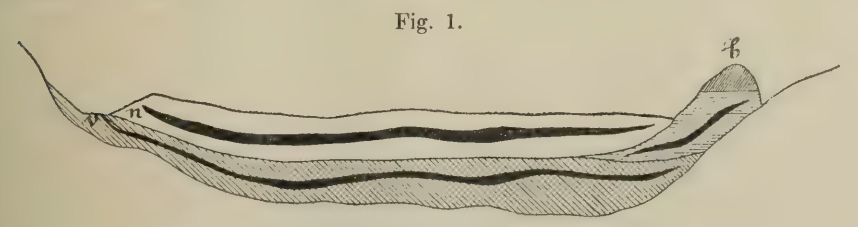
Geht man zu der Betrachtung der (oberen) Stufe der Braunkohlenflötze über, so frappirt vorerst die Beschaffenheit der Braunkohle selbst, die eine mulmige Braunkohle ist, deren weitere Eigenthümlichkeiten so lebhaft an unsere Moorkohle im Egerer Becken im Westen, im Zittauer Becken im Osten, und an manche Stellen der Saazer Schichten im Centrum der böhmischen Braunkohlenbildung erinnern, dass man eine Beschreibung dieser Vorkommen zu lesen wähnt. Was ferner noch von den die Moorkohle begleitenden Kiesen, Sanden und Thonen gesagt wird, wovon die letzteren ausgezeichnet plastisch auch feuerfest sind, passt sehr genau auf die gleichen Begleiter der Braunkohlenflötze der Saazer Schichten. Das Auftreten der Alaunthone und der Schwefelkies-Concretionen, versetzt den Kenner unserer Verhältnisse ganz speciell nach Boden und Kahr im nordwestlichen Theile des Falkenauer Beckens, woselbst seit langer Zeit schon Schwefelsäure- und Alaun-Fabrication aus diesen Vorkommnissen der Saazer Schichten betrieben wird.

Die Uebereinstimmung der unter dem marinen Mittel-Oligocän bei Leipzig liegenden Braunkohlenbildung und dem Complexe der Saazer Schichten ist eine vollkommene. Es fehlt nicht ein charakteristisches Merkmal; Gesteinsbeschaffenheit und Petrefaktenführung sind vollständig ident, so dass die Aequivalenz beider, meiner Ansicht nach, nicht anzuzweifeln ist. [1])

---

[1]) Um dem freundlichen Leser die Mittel an die Hand zu geben, die Ausführungen Credner's selbst mit den thatsächlichen Verhältnissen in der nordböhmischen Braunkohlenbildung vergleichen zu können, gebe ich hier drei Profile, die das allgemeine Auftreten der drei Stufen und die Gliederung der vor- und nachbasaltischen Stufe erörtern.

Fig. 1.



v. Vorbasaltische Stufe;
b. Basaltische Stufe;
n. Nachbasaltische Stufe.

Das Profil Figur 1 zeigt die merkwürdige Erscheinung, dass, während die nachbasaltische Stufe im grossen Theile des Falkenauer Beckens ganz concordant auf der vorbasaltischen Stufe lagert, ohne dass in den nördlichen Theilen des

Auf dieser so gewonnenen Basis will ich nun den Vergleich der Braunkohlenbildung des Leipziger Kreises mit unserer nordböhmischen noch etwas weiter fortspinnen.

Fig. 2.

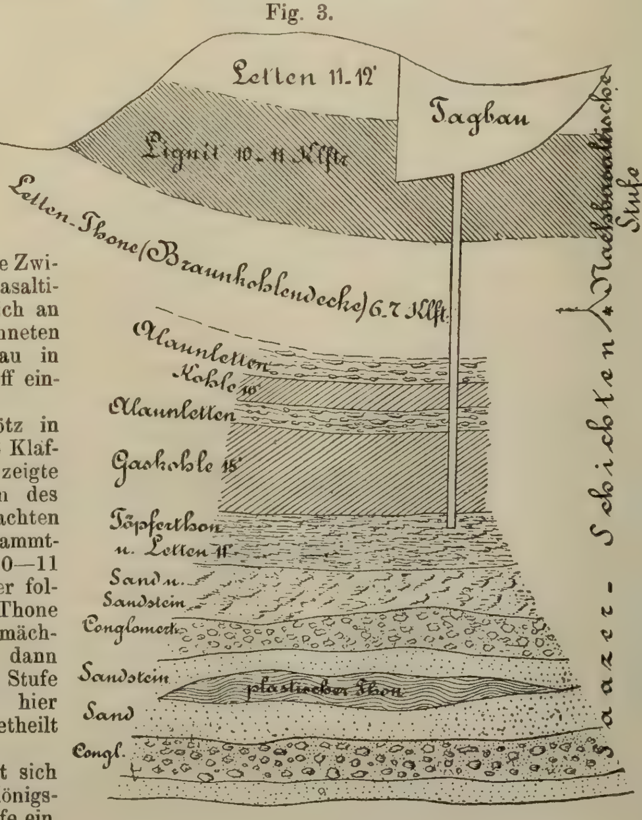


Beckens, zwischen diesen beiden Stufen irgend eine Andeutung vom Fehlen der basaltischen Stufe bemerklich wäre, sich im südlichen Theile, namentlich bei Reichenau über dem Gaskohlenflötze der Basalttuff der basaltischen Stufe einstellt, bei Königswörth in diesem Basalttuffe sogar ein Braunkohlenflötz vorhanden sei. Während die vor- und nachbasaltische Stufe die Tiefe der Mulde ausfüllen, schwillt die Ablagerung der Basaltstufe zu einer erhöhten mächtigen, die beiden andern Stufen hoch überragenden und dominirenden Masse, was namentlich dann sehr in die Augen fällt, wenn die Basaltgebilde wie im Duppauer-Gebirge, ansehnliche Gebirge zusammensetzen.

Das Profil Fig. 2 zeigt die Gliederung der vorbasaltischen Stufe, die Jokély mit dem Namen Saazer Schichten belegt hat.

Die Basis der Stufe bildet der sogenannte Altsatteler Sandstein, der in mehr oder minder festen Bänken zwischen Quarzsand auch Schotter auftritt, und das Aequivalent der Knollensteinstufe Credner's bildet. Darüber folgt das Flötz durch zwei oder mehrere Lagen von Alaunletten mit Schwefelkieslagen oder Knollen, in drei oder mehrere Bänke abgetheilt, wovon die unterste in der Regel auch mächtigste, die Gaskohle darstellt. Die unter der Gaskohle im Töpferthon auftretenden Flötzchen von Braunkohle sind oft zahlreicher, oft fehlen sie ganz.

Fig. 3.



Das Profil Fig. 3 zeigt die Gliederung der vor- und nachbasaltischen Stufe, wie sie südlich bei Boden und Kahr im Falkenauer Becken übereinander lagern, ohne Zwischentretung der basaltischen Stufe, die sich an der mit * bezeichneten Stelle bei Reichenau in Gestalt von Basalttuff einschaltet.

Das Lignitflötz in einem Tagbaue an 6 Klafter hoch entblösst, zeigte in einem am Boden des Tagbaues angebrachten Bohrloche eine Gesammtmächtigkeit von 10—11 Klafter. Die darunter folgenden Letten und Thone sind 6—7 Klafter mächtig, unter welchen dann die vorbasaltische Stufe folgt, deren Flötz hier nur in zwei Bänke getheilt erschien.

Bei * schaltet sich bei Reichenau und Königswörth die basalt. Stufe ein.

Ueber den Saazer Schichten folgt, insbesondere im Falkenauer Becken, unmittelbar eine zweite Braunkohlenbildung, die durch ein sehr mächtiges, 4—30 [1]) Klafter mächtiges Braunkohlenflötz ausgezeichnet ist, welches die Bergmänner ein Lignitflötz nennen. Im Falkenauer Becken, dessen Saazer Schichten die berühmte Gas-Braunkohle führen, ist der Unterschied im Brennwerthe dieser beiden übereinander liegenden Braunkohlenflötze frühzeitig schon aufgefallen, und hat man sich daran gewöhnt, dieses Lignitflötz als ganz verschieden und bedeutend jünger zu betrachten. Wenn man in Boden und Kahr das Lagerungsverhältniss dieser beiden so sehr verschiedenen Flötze studirt, so findet man in der That auch nicht den geringsten Anhaltspunkt dazu, zwischen die Ablagerung beider eine wesentliche Scheide ihres respectiven Alters anzunehmen. Kurz, über dem Gaskohlenflötze folgen regelmässig aufgelagerte Letten von 12—32 Klafter Mächtigkeit, dann folgt sehr flach und concordant gelagert das Lignitflötz und dieses ist von den sogenannten Cypridinen-Schiefern und Schieferthonen bedeckt und nichts liegt vor, woraus man auf ein viel jüngeres Alter des Lignitflötzes schliessen könnte, ausser etwa der Thatsache, dass der Umfang der Lignitmulde ein viel geringerer und innerhalb dem grösseren Umfange der Gaskohlenmulde situirt ist.

Man hat somit bei Boden und Kahr (auch Haberkspirk) im Falkenauer Becken einen Durchschnitt vor sich über die dortige Braunkohlenablagerung, der ganz und gar dem Profil 4 in der Abhandlung Credner's ident ist. Die mit *a* und *b* bezeichneten Lagen der Knollenstein-Stufe und des unteren Braunkohlenflötzes entsprechen unseren Saazer Schichten; der mit *c*, *d* und *e* bezeichnete Complex stellt die Ablagerung des Lignitflötzes im Falkenauer Becken dar. Niemand erhält an der bezeichneten Stelle auch nur eine Ahnung davon, dass in die Lage *c* desselben Profils eine sehr wesentliche Scheidegrenze bei uns hineinfallen muss. Untersucht man nämlich weiterhin in Süd die Gegend von Königswörth und die Gegend von Reichenau im Falkenauer Becken, so findet man in den letzteren Bergbauen über der Gaskohle Basalttuffe lagernd, die die Gaskohle von dem Schichtencomplexe des Lignitflötzes trennen, und bei Königswörth sieht man in den Basalttuffen sogar ein Flötz eingelagert — woraus die Thatsache folgt, dass die Gaskohle bei Boden und Kahr vorbasaltisch, das Lignitflötz nachbasaltischen Alters sei und zwischen beide die balsatische Bildung ebenfalls braunkohlenführend, aber hier im Falkenauer Becken nur local und wenig entwickelt auftretend, hineingehört. Es scheint mir das Verhältniss zwischen dem Gaskohlenflötze und dem Lignitflötze bei Boden und Kahr die Möglichkeit zu involviren, dass auch im Leipziger Kreise und zwar bei Borna speciell, nach dem Profile 4 Credner's, trotz Mangel jedes sicheren beide dortige Flötze von einander trennenden Merkmals, dennoch diese Flötze von sehr verschiedenem Alter sein könnten, und dass dort in die Lage *c* nicht nur jene erstbesprochene Grenzlinie, an die das fehlende marine Mitteloligocän etwa anzureihen

[1]) Im Budin'schen Bohrloche angeblich sogar 33 Klafter mächtig. Jedenfalls kann man die mittlere Mächtigkeit des Lignitflötzes auf mindestens 20 Klafter annehmen.

wäre, sondern auch noch unsere basaltische Braunkohlenbildung einzuschalten sei. Nach dieser Möglichkeit würde daher, wie an vielen Stellen in unserem nordböhmischen Braunkohlengebiete, auch in der Gegend von Borna zwischen dort angegebenen beiden Flötzen nicht nur das Mittel-Oligocän, sondern auch unsere böhmische basaltische Braunkohlenbildung fehlen.

Hieraus würde weiterhin noch die Möglichkeit abgeleitet werden können, dass die obere Braunkohlenbildung, die bei Leipzig über dem marinen Mittel-Oligocän lagere, sich möglicherweise als ident mit dem oberen Flötze bei Borna und mit dem nordböhmischen sogenannten Lignitflötze herausstellen könnte. Die auszuführenden geologischen Aufnahmsarbeiten im Leipziger Kreise werden uns ja wohl darüber belehren ob diesen Muthmassungen in der That reeller Untergrund zukommt.

Um das, was ich ferner noch von meinen Studien über das Altersverhältniss der nordböhmischen Braunkohlenbildung hier mitzutheilen gedenke, möglichst kurz fassen zu können, lasse ich hier eine tabellarische Uebersicht (Seite 162—163) der bisher erlangten Resultate und Muthmassungen folgen, die mir möglichste Ersparniss an Worten, Denjenigen aber, die sich in diesen Verhältnissen schnell orientiren wollen, eine leichte Uebersicht gewähren soll.

In der Colonne Leipzig dieser Tabelle ist das Resultat der Studien Credner's in der unmittelbaren Nähe Leipzigs, in der Colonne Borna, dass im Profil 4 dargestellte Verhältniss der dortigen Braunkohlenbildung in der oben angedeuteten Weise dargestellt.

Die nächste Colonne: Eger, enthält die Gliederung der Braunkohlenformation im Egerer Becken.[1]) Zu unterst die Stufe der Braunkohlenquarzsandsteine und darüber die Stufe der Moorkohle mit plastischem und pyritführendem Thone, die ihrer geringen Brauchbarkeit wegen, das Aufkommen der dortigen Bergbaue und Alaun-Fabriken nie recht gestatten will.

Im grössten Theile des Egerer Beckens fehlen die Basaltgebilde gänzlich und sind dieselben nur sehr untergeordnet am Rande desselben, als Basalte bei Alt-Kindsberg westlich und nördlich und als Basalttuffe bei Pograth vorhanden[2]); es folgt daher im ganzen Becken über den Saazer Schichten unmittelbar die nachbasaltische Schichtenreihe, welche das Lignitflötz des Falkenauer Beckens nicht enthält. Es ist dies vorzüglich[3]) der Cypridinen-Schiefer Reuss's[4]) und die demselben untergeordneten Mergel und Süsswasserkalke. Erst in neuerer Zeit wurden im Letten unterhalb des Süsswasserkalkes bei Oberndorf östlich von Franzensbad bei Eger, ein Mahlzahn und andere Knochen von *Mastodon angustidens Cuv.* [5]) gefunden.

---

[1]) Jokély: Jahrb. d. g. R.-A. 1857. VIII. p. 466.
[2]) Jokély: Jahrb. d. g. R.-A. 1856. VII. p. 532.
[3]) Jokély: ibidem VIII. 1857. p. 477.
[4]) Reuss: Palaeontogr. 1849. II. p. 16.
[5]) Suess: Jahrb. d. g. R.-A. XIV. 1864. Verh. p. 238. — ibidem XV. 1865. Verh. p. 51.

In den Schieferthonen der nachbasaltischen Schichtenreihe wurden bei Pochlowitz (Königsberg NW)[1], bei Sorg-Maierhof[2]) und bei Krottensee[3]) Pflanzen gesammelt.

In der Colonne Falkenau[4]) sind die Ablagerungsverhältnisse des Falkenauer Beckens specificirt.

Zu unterst lagern die Braunkohlensandsteine, berühmt wegen der bei Altsattel enthaltenen, von Rossmässler (1840) abgebildeten Flora, deren Reste derselbe Sandstein auch am Steinberge bei Davidsthal[5]) enthält. Ueber diesen folgt die Stufe der ausgezeichneten Gaskohle von Falkenau. Ueber dieser fehlt im grösseren Theile des Beckens jede Spur einer Unterbrechung in der continuirlichen Ablagerung, so dass da das Lignitflötz mit seinen Begleitern unmittelbar auf die Gaskohle folgt; während über demselben Flötze der Gaskohle bei Reichenau Basalttuff lagert, auch bei Königswörth und an einigen anderen Stellen Basaltgebilde sich in untergeordneter Entwicklung zeigen.

Die nachbasaltische Schichtenreihe enthält das sehr mächtige sogenannte Lignitflötz, über welchem bei Grasseth echte Cypridinen-Schiefer[6]) sonst Schieferthone, die bei Zieditz gebrannt, auftreten; als oberstes Glied dieser Schichtenreihe sind die oberen eisenschüssigen Sandsteine und Thone der Falkenauer Gegend, die nicht selten Pflanzenreste führen.[7])

Die Colonne: Saaz erläutert die Verhältnisse des Saazer Beckens und der Teplitzer Bucht.[8]) Die Stufe der Knollensteine vertreten auch hier die Braunkohlenquarzite und Süsswassersandsteine der Saazer Schichten von Klein-Purberg bei Tschernowitz, deren Flora Jokély[9]) und Engelhardt[10]) erörtert haben, von der Saleziushöhe bei Osseg und von Liebeschitz[11]) südlich bei Saaz. Die darüber folgende Moorkohle der Saazer Schichten[12]) ist stets sehr erdig oder löschartig und niemals abbauwürdig.[13]) Die plastischen Thone die diese Moorkohle begleiten, führen bei Wodierad (Kommotau SO) bei Tschermich (Kaaden Ost), bei Liebotitz und Tschekowitz[14]) Pflanzenreste.

Während in der Mitte des Saazer Beckens auf der Linie Saaz-Kommotau die basaltischen Gebilde nahezu gänzlich fehlen und hier über der Moorkohle das sehr mächtige Braunkohlenflötz (Vertreter des Haberspirker Lignitflötzes) dieses Beckens unmittelbar zu folgen

---

[1]) Jokély: Jahrb. d. g. R.-A. IX. 1858. p. 547.
[2]) ibidem.
[3]) ibidem.
[4]) ibidem. VIII. p. 492.
[5]) ibidem. p. 543.
[6]) Jokély: Jahrb. d. g. R.-A. IX. 1858. p. 547.
[7]) Jokély: Jahrb. d. g. R.-A. VIII. 1857. p. 548.
[8]) Jokély: Jahrb. d. g. R.-A. IX. 1858. p. 519.
[9]) Jokély: Jahrb. d. g. R.-A. IX. 1858. p. 544.
[10]) Engelhardt: Ueber die foss. Pflanzen des Süsswassersandsteines von Tschernowitz. Nova. act. C. L. C. n. c. 1877. XXXIX. Nr. 7 mit 4 Tafeln.
[11]) Jokély: Jahrb. d. g. R-A. IX. 1858. p. 544.
[12]) Jokély: ibidem. p. 522.
[13]) Siehe weiter unten das Bohrloch von Brüx.
[14]) Jokély: ibidem p. 544—545.

scheint, sind sowohl westlich bei Duppau als auch östlich von Bilin-Teplitz die Basaltgebilde sehr mächtig und sehr mannigfaltig entwickelt. Unter den Basaltgebilden der Duppauer Gegend verdienen einer besonderen Erwähnung die Kalkmergel von Atschau und Männelsdorf (bei Kaaden S)[1]), der Basalttuff von Waltsch (Duppau SO, Kaaden S)[2]), beide Pflanzen führend und die Wachskohle oder Paraffinkohle von Donawitz, südlich von Karlsbad, die einem Basalttuff eingeschaltet erscheint, der unmittelbar auf dem Karlsbader Granite lagert.

In der nachbasaltischen Schichtenreihe ist vor allem das Vorkommen von Crokodilier- und Suillen-Resten hervorzuheben. Jokély und Suess verdankt man die Kenntniss vom Vorkommen von Zähnen eines *Crocodilus sp.* und von *Hyotherium Sömmeringi* bei Flahae und Winternitz[3]) im Letten (südlich von Kaaden). Erst in neuerer Zeit hat Herr Director Becker in Klösterle bei Kaaden im Flötze selbst die Zähne von *Crocodilus sp.* und Stücke der Rückenschilder desselben, nebst *Planorbis cf. solidus* Th. im Hangenden des Flötzes entdeckt.[4])

Ausser der Braunkohle, die im Saaz-Teplitzer Becken entweder in einem sehr mächtigen Flötze oder in 1—3 schwächeren Flötzen auftritt, führen die Schieferthone an folgenden Stellen mehr oder minder zahlreiche Pflanzenreste namentlich bei Kommotau, Brüx,[5]) Oberleitersdorf und im Erdbrande von Teplitz.[6])

---

[1]) Jokély: ibidem p. 547.

[2]) Jokély: ibidem p. 547.

[3]) Jokély: ibidem p. 534.

[4]) Verh. 1873. p. 315 und 1874 p. 226. Nach der neuesten am 24. März 1879 von Herrn Director Becker erhaltenen Sendung besser erhaltener Reste, sind die Rückenschilder nicht zu einer Schildkröte, wie man früher angenommen, sondern zu einem *Crocodilus*, also höchstwahrscheinlich zu demselben Thiere gehörig, von welchem die Zähne stammen.

[5]) Man wird mich fragen, wie die mittelst des Bohrloches in der Nähe von Tschausch bei Brüx, mit welchem der sogenannte „Brüxer Sprudel" erbohrt wurde, festgestellte Schichtenreihe (J. v. Schröckinger: Ueber die Erbohrung einer neuen Therme bei Brüx. Verh. 1878. p. 89), mit den älteren Daten unserer Aufnahmen übereinstimme. Die Antwort darauf lautet: dass dieselbe die Resultate unserer Arbeiten bestätige. Die Schichten des Profils (l. c. p. 90):

1 – 2 entsprechen dem Alluvium und Diluvium, (mit vielen Tagwässern).
3—14 „ den Hangenden Schieferthonen (vorbasaltisch).
15—20 „ dem Hangenden des Hauptflötzes (entzündliche Kohlenschiefer).
21—25 „ dem Hauptflötze (wasserführend).
26—28 „ dem Liegenden des Hauptflötzes.
29—33 dürften Basalttuffe sein, Repräsentanten der basaltischen Stufe.
34—47 entsprechen den Saazer Schichten (Thermalwasser führend).
und zwar repräsentiren hievon 35—37 die Moorkohle, 39—42 die Alaunthone und Schwefelkies-Concretionen, 46 als fester Letten den plastischen Thon von Priesen, endlich 47 den Braunkohlensand und Sandstein (Knollenstein-Stufe, Sandstein von Altsattel), in welchem man den Brüxer Sprudel erbohrt hat.

Hieraus ist ersichtlich, dass die Braunkohlenbildung bei Brüx wie in dem ganzen nordböhmischen Braunkohlengebiete, abgesehen von den oberflächlichen Tagwässern, die gleich unter dem Rasen getroffen wurden, mit Ausnahme des Hauptflötzes, das wasserführend ist, durchgehends aus wasserundurchlässigen Schichten

Der durch die Untersuchungen Reuss's[7]) und v. Ettingshausen[8]) so hochinteressant gewordenen Gegend von Bilin habe ich

---

bestehe, bis auf die aus Sand und Sandstein bestehende Basis (Altsattler-Sandstein, Knollensteinstufe), welche grosse Wassermassen enthält.

Der Brüxer Sprudel, dessen Mineralwasser anfangs nur 18—19° R. Temperatur besass, nach der gelungeneren Fassung desselben 26·2 C. besitzt, fliesst somit aus den Braunkohlensanden und Sandsteinen, die die auf dem Grundgebirge lagernde unterste Schichte der Braunkohlenbildung darstellen. Derselbe fliesst auch heute noch fort und wurde von der Duxer Katastrophe nicht alterirt.

In dem zweiten Brüxer Bohrloche, hat man nur Hangendletten, darunter unmittelbar den Pläner und unter diesem das Gneis- oder Granitgebirge verquert; das Hauptflötz und die Saazer Schichten müssen daher an der betreffenden Stelle fehlen. Da nun das Bohrloch den, den Brüxer Sprudel spendenden Braunkohlen-Sand und Sandstein nicht erbohrt hat, ist mit demselben auch das ersehnte Ziel der Bohrung, eine zweite Ausflussstelle für den Brüxer Sprudel zu gewinnen, nicht erreicht worden.

Aus denselben Braunkohlensanden und Sandsteinen dürfte auch die Riesenquelle (zwischen Loosch und Janegg an der Teplitz-Duxer-Strasse) ihr sehr reichliches Thermalwasser entnommen haben, das angeblich 18° R. Wärme besass. Die geringere Temperatur der Riesenquelle dürfte, wie beim Brüxer Sprudel, daher abzuleiten sein, dass die Thermalwässer derselben, auf ihrem natürlichen Wege bis zur Tagesoberfläche, kalte Tagewässer, auch Wässer aus dem Hauptflötze, die nur 11—13° R. warm sind, aufgenommen haben. Das langsame Abnehmen des Ueberflusses dieser Quelle, das vor dem Monate Juni 1878 beobachtet wurde, dürfte darin eine sehr natürliche Erklärung finden, dass in dem nördlich anstossenden Braunkohlengebiete mehrere grosse Maschinen die Wässer des Hauptflötzes heben, also diesen Horizont, der wahrscheinlich kalte Wässer der Riesenquelle ehedem lieferte, entwässern. Es ist sogar möglich, dass in neuester Zeit die Wassermenge der Riesenquelle in das entwässerte Hauptflötz einsickerte, daher ihr Ausfluss endlich ganz aufhörte, als die Duxer Katastrophe eintrat und die Wässer des Braunkohlensandes und Sandsteines der Saazer Schichten, mit Gewalt sich den Weg in die Abbau-Hohlräume des Hauptflötzes eröffnet haben.

Diese Thatsachen erklären auch die Erscheinung, dass man das in die Grubenräume erst langsam gelangende Wasser (vielleicht das Thermalwasser der Riesenquelle) warm fand und es als Badewasser benützte; auch das in Massen einbrechende Wasser als Mineralwasser von circa 17° R. Temperatur bezeichnete. Dasselbe war in der That ein Mineralwasser, nämlich das Thermalwasser des Braunkohlensandes und Sandsteines, mit welchem ehedem die Riesenquelle, und jetzt noch der Brüxer Sprudel gespeist wird; aber nicht das indifferente Teplitzer Urquellenwasser.

Die Mittheilung, dass man mittelst eines Bohrloches in der Nähe der Wassereinbruchstelle im Döllingerschachte in 70 M. unter Tages den Pläner erbohrt und in 74 M. unter Tags innerhalb der Grubenräume den Porphyr angehauen hat, beweist, dass die Braunkohlenformation und ganz besonders das Flötz selbst unmittelbar an den Pläner und Porphyr anstossen, dass daher die Thermalwässer des Braunkohlensandes und Sandsteines an der Contactstelle zwischen Porphyr und Pläner einerseits und Braunkohlenformation andererseits zur Riesenquelle aufsteigend mit dem Hauptflötze in unmittelbarer Berührung standen und in dieses einsickern konnten. Nach Wegnahme oder Wegdrängung des letzten Kohlenpfeilers, konnten die an dieser Stelle unmittelbar vorüberziehenden Thermalwässer ungehindert in die Abbauräume münden und sie erfüllen.

Die Thatsache, dass der sogenannte Brüxer Sprudel nicht aufgehört hat fortzufliessen, trotzdem die Riesenquelle vorläufig verschwand, lässt sich einerseits durch eine nur sehr geringe Communication des Dux-Osseger Braunkohlensandsteingebietes, mit dem von Brüx erklären, die durch einen von N. in S. verlaufenden Rücken des krystallinischen Untergrundes, auch gänzlich aufgehoben sein kann. Andererseits können die bestehenden Differenzen in den absoluten Höhen der bezüglichen Punkte das ungestörte Fliessen des Brüxer Sprudels gestatten.

Dass nun zwischen dem Brüxer Sprudel oder dem in dem Braunkohlensandsteine und Sande enthaltenen Thermalwasser, von welchem theilweise auch die

eine eigene Colonne zu widmen für nöthig erachtet, wegen den vielen fast ausschliesslich nur aus dieser Gegend bekannten merkwürdigen geologischen Daten — obwohl diese Gegend kein selbstständigeres Ganzes bildet, sondern nur einen und zwar den südlichen Theil des Saaz-Teplitzer Beckens umfasst, in welchem vorzüglich die Basaltgebilde reich entwickelt sind, auch die nachbasaltischen Gebilde eine eigenthümliche Ausbildung aufzuweisen haben, als Folge deren Isolirung von dem übrigen jüngeren Theile des Saaz-Teplitzer Beckens.

Das tiefste älteste Glied des Tertiär in der Gegend von Bilin ist der im Braunkohlensandsteine eingelagerte plastische Thon im hinteren Theile der Schlucht bei Priesen (— Briesen NW bei Bilin), überreich an wohlerhaltenen Pflanzenresten, die Knollenstein-Stufe von Göhren vertretend.

Die basaltischen Gebilde sind durch das Auftreten des Menilitopals des Sichower Thales bei Sichhof, Luschitz und Mireschowitz südlich von Bilin [9]) und durch den Polierschiefer von Kutschlin [10]) (Bilin S), welche beide Gebilde Reuss für ident erwiesen hat [11]), vertreten.

Die nachbasaltischen Gebilde sind der Süsswasserkalk [12]) von Kostenblatt [13]), dem im Egerer Becken ganz gleich, die Brandschiefer von Sobrussan und Bilin, endlich die Sphaerosiderit- und Thonkugeln im Schieferthone von Preschen und Lang-Augezd (Ugest auf der Generalstabskarte) bei Bilin NW. Dass diese Schieferthone in der That viel jünger seien als der im Braunkohlensandsteine eingelagerte plastische Thon von Priesen, dies beweisen die in dem untersten Theile des Schieferthones eingelagerten von Reuss beobachteten Basaltgerölle im vorderen Theile der Priesner Schlucht [14]), die diese Schieferthone als nachbasaltisch erweisen.

Riesenquelle gespeist wurde einerseits, und der Urquelle in Teplitz andererseits, kein irgendwie gearteter directer Zusammenhang gedacht werden kann, scheint aus den Analysen dieser beiden Wässer hervorzugehen, indem in 10.000 Grammen des Mineralwassers:

der Urquelle von Teplitz 6.32 Gramme fixer Bestandtheile
des Brüxer Sprudels 53.28 „ „ „

enthalten sind. Wird nämlich einerseits zugegeben, dass das Mineralwasser der Urquelle in die Hohlräume der Hauptflötzabbaue nach der Katastrophe eintreten könne, müsste bei normalen früheren Zuständen das Wasser des Brüxer Sprudels und der Riesenquelle zu den Spalten der Urquelle um so eher zutreten können, als der ursprüngliche Wasserstand der Riesenquelle den der Urquelle um mehrere Meter überragte, dann hätte aber die Urquelle kein in so hohem Grade indifferentes Mineralwasser spenden können.

[6]) Jokély: Jahrb. d. k. g. R.-A. IX. 1858. p. 548.

[7]) Reuss: Geogn. Skizzen. — Die Umgebung von Teplitz und Bilin. 1840.

[8]) Const. v. Ettingshausen: Die fossile Flora des tertiären Beckens von Bilin. 1866—69.

[9]) Reuss: l. c. p. 138. u. f.

[10]) Reuss: l. c. p. 132.

[11]) Reuss: l. c. p. 146. Reuss: in Löschner's Bal. a. Böhm. II. Bd. p. 46.

[12]) Reuss: in Löschner's Balneol. a. Böhm. II. Bd. p. 45: Der Süsswasserkalk von Kolossoruk ist den Erdbrandproducten der nachbasaltischen Stufe aufgelagert, während der von Tuchoritz unmittelbar auf Cenomaner Kreide ruht.

[13]) Reuss: l. c. p. 152.

[14]) Reuss: l. c. p. 84.

Die Reihen- und Altersfolge der berühmten Fundorte der Pflanzenreste der Flora von Bilin ist daher nach deren Lagerung vom jüngeren zum älteren die folgende:

3. Nachbasaltischen Alters sind: Schieferthone von Preschen und Lang-Augezd, deren Flora in Sphaerosideritkugeln erhalten ist; die Brandschiefer von Sobrussan und Bilin; der Süsswasserkalk von Kostenblatt.

2. Basaltischen Alters sind: Menilitopale des Sichowerthales und der Polierschiefer von Kutschlin.

1. Um vieles älter als die vorangehenden, und zwar älter als der mitteloligocäne Septarien-Thon, ist der vorbasaltische plastische Thon von Priesen. Die Flora des plastischen Thones von Priesen und die Flora des Braunkohlensandsteins von Altsattel sind daher gleichzeitig.

Mit dieser, durch die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Schichtencomplexe gegebenen, also sichersten Reihen- und Altersfolge der aufgezählten Fundorte, stimmt die von v. Ettingshausen in der Flora von Bilin eingeführte Reihenfolge der Flora nicht, die folgend lautet:

1. Die Flora des Polierschiefers von Kutschlin (basaltisch).
2. Die Flora des Süsswasserkalkes von Kostenblatt (nachbasaltisch).
3. Die Flora des plastischen Thones von Priesen (vorbasaltisch).
4. Die Flora des Sphaerosiderits und des Thone svon Lang-Augezd und Preschen (nachbasaltisch).
5. Die Flora des Brandschiefers von Sobrussan (nachbasaltisch).
6. Die Flora der Menilitopale im Sichrower-Thale (basaltisch).

Die folgende Colonne rechts ist den Verhältnissen bei Leitmeritz nördlich gewidmet.

Die Knollensteinstufe ist bei Schüttenitz nördlich und nordöstlich von Leitmeritz durch den dortigen Braunkohlensandstein vertreten, der im sogenannten „Pfarrbusch" sehr reichliche Reste der Altsatteler Flora[1]) enthält.

Die basaltischen Gebilde nördlich von Leitmeritz sind nicht nur mächtig und mannigfaltig entwickelt, sie enthalten nebst einer ganz eigenthümlichen schönen Braunkohle auch zahlreiche und hochwichtige Petrefakte.

In erster Linie ist der von Suess[2]) veröffentlichte und von Freiherrn Schröckinger von Neudenberg mitgetheilte Fund eines Eckzahnes von *Anthracotherium* zu erwähnen. Derselbe stammt aus dem Kohlenwerke zu Lukowitz nördlich vom Geltschberge (Lewin und Auscha NW, Probocht und Salesl O). Jokély erläutert in einem Durchschnitte die Lagerungsverhältnisse des, den Basalttuffen der Gegend eingelagerten Flötzes.[3])

Die den Basalttuffen untergeordneten, mehr oder minder leicht spaltbaren gelblich-bräunlichen thonig-bituminösen Schichten enthalten in

[1]) Engelhardt: Tertiärpflanzen aus dem Leitmeritzer Mittelgebirge. Nova acta, C. L. C. n. cur. 1876. XXXVIII. Nr. 4 mit 11 Tafeln.
[2]) Suess: Jahrb. d. k. k. g. R.-A. XIII. 1863. Verh. p. 13.
[3]) Jokély: Jahrb. d. k. k. g. R.-A. IX. 1858. p. 425. Fig.10.

den Abbauen der Salezler Braunkohle, dann am Holay-kluk bei Proboscht[1]), ferner im Gehänge des Wintersberges bei Kundratitz[2]), endlich der Polierschiefer am Mentauer Forsthause[3]) bei Leitmeritz (unweit Welbine), auch der Polierschiefer des Basalttuffs zwischen Aussig und Leinisch oberhalb der Priesnitzer Hefenfabrik[4]) eine grosse Menge meist sehr zart erhaltener Pflanzenreste.

Die nachbasaltischen Bildungen haben in der Gegend von Leitmeritz nur eine sehr geringe Entwicklung erlangt.

Nach dieser möglichst gedrängten Uebersicht der wichtigsten geologischen und palaeontologischen Daten über die nordböhmischen Braunkohlenbildungen, die sich in drei Stufen: eine vorbasaltische, eine basaltische und eine nachbasaltische Stufe abtheilen, will ich es nun versuchen aus diesen Daten die Schlüsse betreffend das Alter jeder dieser Stufen zu ziehen.

Sowie unsere Geologen[5]) einerseits wiederholt darauf hingedeutet hatten, dass diese Ablagerungen im Allgemeinen ein oligocänes Alter haben, habe ich selbst ursprünglich nur höchstens den Sandstein von Altsattel und was damit zusammenhängt, für etwa so alt gehalten, während ich dem übrigen grösseren Theile der böhmischen Braunkohlenbildung ein miocänes Alter zumuthete.

Heute besitzen wir in den eigenen Funden der Säugethierreste, die von neuester Zeit datiren, wie auch in den Resultaten Credner's viel sicherere Anhaltspunkte zur Feststellung des Alters der drei Braunkohlen-Stufen. Der erste, und den ich in den Vordergrund stelle, ist: dass die vorbasaltische Schichtenreihe, also die Saazer Schichten jedenfalls älter seien als der mitteloligocäne Septarienthon.

Da nun die basaltische Stufe über jenem Horizonte lagert, in welchem die fehlenden Aequivalente des Septarienthones einzuschalten sind, so folgt daraus, dass der basaltischen Stufe etwa ein oberoligocänes Alter eigen sein sollte.

Mit diesem Schlusse stimmt ausserordentlich überein die sehr wichtige Thatsache, dass die Braunkohle der basaltischen Stufe bei Lukowec in der Leitmeritzer Gegend einen Eckzahn von *Anthracotherium* geliefert hat.

Es ist allerdings wahr, dass Reste von *Anthracotherium* auch in tieferen als oberoligocänen Schichten aufzutreten beginnen, es daher hiermit noch nicht ausser Zweifel gestellt zu sein scheint, dass die basaltische Stufe nicht älter sei als das Oberoligocän. Es kommt aber die weitere Thatsache, dass in der nachbasaltischen Stufe und zwar bei Oberndorf im Egerer Becken unter dem dortigen Süsswasserkalke, also an der Basis der nachbasaltischen Stufe, der *Mastodon angustidens Cuv.* und zwar wiederholt gefunden wurde, hier sehr zu Hilfe, die Zweifel dahin präcisirend, dass das Vorkommen der *Anthra-*

---

[1]) Engelhardt: l. c. u. Jokély: Jahrb. d. k. k. g. R.-A. IX. 1858. p. 403.
[2]) Raffelt: Verh. 1878. p. 359.
[3]) Jokély: Jahrb. d. k. k. g. R.-A. IX. 1858. p. 403.
[4]) Jahrb. d. g. R.-A. 1866. XVI. Verh. p. 138.
[5]) Reuss: in Löschner's Balneol. a. Böhm. II. Band. p. 44: Während die tiefere Abtheilung wohl der oligocänen Periode angehört, dürften die oberen Glieder weit in die Miocän-Periode hinaufreichen.

cotherium-Reste in der basaltischen Stufe nicht den Anfang des Auftretens der Anthracotherien, sondern das Ende dieses Auftretens bedeute [1]), da nicht ferne davon im Hangenden Mastodon-Reste vorhanden sind.

Wir haben sonach bis auf Weiteres die nachbasaltische Stufe etwa als ein Aequivalent unserer älteren Mediterran-Stufe, also als Unter-Miocän zu betrachten, während die basaltische Stufe der böhmischen Braunkohlenbildung oberoligocän, also mit unseren alpinen Sotzka-Schichten und den basaltischen Bildungen von Zovencedo im Vicentin, die Braunkohlen mit *Anthracotherium magnum* enthalten, gleichzeitig sein dürfte.

Hiernach wären die Hornfelstrachyte und deren Tuffe in Steiermark, die eben erwähnten Basalte und Basalttuffe im Vicentin, und die Basalte, Phonolithe und Trachyte der basaltischen Stufe in Nordböhmen die Producte einer gleichzeitig vor sich gegangenen Eruption. Ferner ist die in den Basaltgebilden Nordböhmens begrabene Flora als gleichzeitig mit der Flora der Sotzka-Schichten, wahrscheinlich auch mit den Floren von Chiavon, Salcedo, M. Viale zu betrachten.

Für die definitive Feststellung des Alters der vorbasaltischen Stufe, also der Saazer Schichten und deren Floren von Altsattel, Priesen, Schüttenitz u. s. w. scheint mir bisher das Materiale noch nicht weiter geklärt worden zu sein, als dass wir zu sagen berechtigt wären, dass diese jedenfalls älter seien als der mitteloligocäne Septarienthon.

Credner selbst hat mit der Annahme, dass die Knollensteinstufe und untere Braunkohle dem Unteroligocän angehöre, sich der herrschenden von Beyrich ausgesprochenen, namentlich aber von Heer später bestrittenen Meinung angeschlossen, dass die Braunkohlenbildung des Leipziger Kreises gleichzeitig sei mit der sogenannten nordostdeutschen Braunkohlenbildung, die als Unteroligocän betrachtet wird.

Das unzweifelhafteste Aequivalent des Altsatteler Sandsteins, nämlich der Sandstein von Skopau, der in einem im Jahre 1853 eröffneten und wieder verschütteten Steinbruche (am neunten Wächterhause) an der Eisenbahn von Halle nach Merseburg blosgelegt war, und dessen Flora Heer beschrieb und abbildete [2]), wurde von ihm in die ligurische Stufe eingereiht, also ebenfalls für Unteroligocän gehalten. Unzweifelhaft erscheint mir die Identität des Skopauer Sandsteines mit dem Altsatteler Sandstein der Knollensteinstufe, nicht nur

---

[1]) Sandberger: Land- und Süssw.-Conchylien p. 337, stellt die weiter unten zu erwähnenden Braunkohlen mit *Anthracotherium magnum* bei Herborn und Schlüchtern ebenfalls in die oberoligocäne Stufe.

[2]) O. Heer: Beitr. z. näheren Kenntniss der sächsisch-thüringischen Braunkohlenflora. (II. Bd. der Abhandl. d. naturw. Vereines für die Provinz Sachsen und Thüringen). Berlin 1861. Mit 10 Tafeln. Die Flora des Skopauer Sandsteins ist ident mit der des Altsattler Sandsteins; die Pflanzenreste von Weissenfels stellt Heer selbst etwas höher, sie dürften daher der über der Knollensteinstufe folgenden unteren Braunkohle entnommen sein. Die Flora von Helmstedt ist dagegen der im Liegenden des Lagers von Egeln auftretenden Braunkohlenbildung entnommen, also sicher unteroligocänen Alters.

wegen der völligen petrografischen Uebereinstimmung, sondern hauptsächlich wegen dessen Flora.

Es wird genügen zu erwähnen, dass: *Ficus Giebeli Heer*, *Dryandroides Meissneri Heer*, *Quercus furcinervis Rossm.*, *Dryandroides haeringiana Heer*, der Knollensteinstufe und dem Sandsteine von Skopau gemeinsam seien.

Die Braunkohlenflötze von Bornstädt bei Eisleben und die damit vorkommenden Thone mit Pflanzenresten, hat O. Heer in Ermanglung ausreichender Suiten der letzteren nicht völlig sicher dem Alter nach bestimmen können und bemerkt, dass sie entweder Untermiocän oder Mitteloligocän seien.[1]) Nach Angaben in Zinken's Phisiographie der Braunkohle (1867) p. 629, enthält die Braunkohlenbildung von Bornstädt drei Flötze einer lignitischen oder mulmigen Moorkohle; das unterste davon ist begleitet von Schwefelkiesknollen, Alaunerzen und Thonen in welchen letzteren die Pflanzenreste der Bornstädter Flora gesammelt wurden. Im Ganzen hat man hier offenbar die Braunkohlenstufe des Leipziger Kreises vor sich. Da nun die Pflanzenreste vom untersten Flötze stammen, bleibt kaum ein Zweifel darüber, dass sie noch innerhalb der vorbasaltischen Braunkohlenbildung gesammelt wurden, die durch das Vorkommen von Schwefelkies und Alaunthonen ausgezeichnet ist. Die Flora von Bornstädt wird man daher mit Recht nach O. Heer für Mitteloligocän und vorbasaltisch betrachten müssen.

Laspeyres hat sich vorzüglich Mühe gegeben nachzuweisen, dass die unter dem Septarienthone liegende Braunkohlenbildung von Halle, die völlig ident ist mit der Braunkohlenbildung des Leipziger Kreises, ferner auch ident sei mit jener Braunkohlenbildung die weiter nördlich in Anhalt und in der Mark Brandenburg ausgedehnt ist.[2])

Die Braunkohlenbildung bei Magdeburg, Braunschweig, Halberstadt und Cöthen ist dadurch berühmt, dass sie von dem unteroligocänen Lager von Egeln überlagert wird, daher jedenfalls, nachdem alle Gelehrte völlig übereinstimmend das Unteroligocän mit dem Lager von Egeln beginnen lassen, als Unteroligocän zu gelten hat. Da nun dieses Lager von Egeln bei Halle und im Leipziger Kreise (ebensogut wie das Lager von Kl. Spauwen oder Rupelien inferieur) fehlt, suchte Laspeyres[3]) in der petrografischen Beschaffenheit und in den Lagerungsverhältnissen der die Braunkohlenbildung bei Magdeburg und im Leipziger Kreise begleitenden Ablagerung, Identitäten herauszufinden, die den Nachweis liefern sollten, dass diese genannten Braunkohlenbildungen gleichartig, also auch gleich alt seien, und dass daher das Lager von Egeln im Leipziger Kreise nur als zufällig fehlend zu betrachten wäre.

Doch sind die Ablagerungen bei Magdeburg dem Laspeyres selbst nur aus den Angaben in der Literatur und nicht

---

[1]) O. Heer: Ueber die Braunkohlenpflanzen von Bornstädt. Abhandl. d. naturf. Gesellsch zu Halle. 1870. Bd. 11. p. 1.

[2]) Laspeyres: Geogn. Mitth. aus der Provinz Sachsen. Zeitschr. d. D. g. Gesell. 1872. XXIV. p. 321.

[3]) Laspeyres: Geogn. Mitth. aus der Provinz Sachsen. Zeitsch. d. D. geol. Gesell. XXIV. 1872. p. 334 u. f.

vom Augenschein bekannt gewesen, und seine Ausführungen der vermeintlichen Identität beider Ablagerungen durchaus nicht so schlagend, wie z. B. die zwischen der Knollensteinstufe und unteren Braunkohlenstufe bei Leipzig und der vorbasaltischen Stufe in Nordböhmen. Es tritt hierzu auch noch der Umstand, dass nach Laspeyres bei Westeregeln, bei Altenwinden, Bährendorf, Biere auch in der Helmstedter Mulde, das bei Leipzig und Halle vorhandene Mitteloligocän (mariner Sand und Septarienthon) fehlt.[1])

Mir selbst scheint es daher bisher noch nicht völlig erwiesen worden zu sein, dass die untere Braunkohlenbildung im Leipziger Kreise und mit dieser unsere vorbasaltische Stufe als Unteroligocän aufzufassen sei.

Weniger Gewalt wird den bisher über die Flora von Priesen und Göhren vorliegenden Daten, meiner Ansicht nach angethan, wenn man die vorbasaltische Stufe nicht bis in das Unteroligocän hinabzieht, umsomehr als ja die von Beyrich[2]) für mitteloligocän angesehene Braunkohlenbildung am Rhein unserer Braunkohlenbildung in Nordböhmen viel näher zu liegen kommt und mit ihr weit mehr verwandt ist, als die bisherigen Ansichten es errathen liessen.

Die Geneigtheit, unsere nordböhmische Braunkohlenbildung mit den Braunkohlenbildungen am Rheine zu parallelisiren, findet den ersten Anhaltspunkt in der Thatsache, dass z. B. in der Braunkohlenbildung der Rhön, ähnlich wie in Nordböhmen, drei Stufen: eine vorbasaltische, eine basaltische und eine nachbasaltische zu unterscheiden sind.[3])

Nicht minder beachtenswerth sind die in v. Dechen's geogn. Führer in das Siebengebirge ausgeführten Details über das niederrheinische Becken.[4]) Dem Leser dieser Ausführungen bleibt kaum

---

[1]) Ich habe für meinen Gebrauch sämmtliche Fundortsnamen oligocäner Petrefacte alphabetisch geordnet und dieselben nach der weiter unten citirten Abhandlung v. Koenen's (Palaeontogr. XVI) in die drei Abtheilungen Ober-, Mittel- und Unter-Oligocän getrennt aufgeführt. Dieses Verzeichniss wird auch meinen Collegen gute Dienste leisten können, daher theile ich dasselbe hier mit:

Unteroligocän: Atzendorf, Belgien tongr. inf., Brandhorst bei Bünde, Brockenhurst, Calbe, Helmstädt, Lattorf, Osterweddingen, Unseburg, Vliermael, Westeregeln, Wolmirsleben.

Mitteloligocän: Beidersee, Belgien: S. rupelien inf. et sup., Biere, Boom, Buckow, Calbe a. S., Delsberg, Freienwalde, Görzig, Hermsdorf, Joachimsthal, Kreuznach, Ruppelthon, Alzey, Kl. Spauwen, Lattorf, Mainzer Becken: unt. Thon und Sand, Chenopus-Schicht; Mallis, Neu-Brandenburg, Neustadt-Magdeburg, Oberkaufungen. Pariser Becken: Etrechy, Jeurres, Morigny; Pietzpuhl, Rupelmonde, Söllingen, Stettin (Sand und Thon), Waldböckelheim, Walle bei Celle, Weinheim.

Oberoligocän: Ahnethal, Cassel, Crefeld, Detmold, Dieckholzen, Doberg bei Bünde, Elsloo bei Maestricht, Freden, Hohenkirchen, Kaufungen, Niederkaufungen, Sternbergergestein, Wiepke.

[2]) Beyrich: Ueber den Zusammenhang der nordd. Tert. siehe die zugehörige Karte und deren Farbenerklärung.

[3]) Naumann: Geognosie. 2. Aufl. 3. Bd. p. 189—194.

[4]) Weber: Die Tertiärfl. der niederrhein. Braunkohlenbildung. Palaeontogr. 2. 1851. — Wessel et Weber: Neuer Beitr. zur Tertiärfl. der niederrhein. Braunkohlenf. Palaeontogr. 4. 1855. — Das neueste Verzeichniss der Arten dieser Flora von Weber ist im Führer in das Siebengebirge p. 355 (1861) zu finden. — Const. v. Ettingshausen: Die Flora der Wetterau. Sitzb. d. k. Akad. d. W. 1868. LVII.

ein Zweifel darüber, dass die „Kiesel-Conglomerate", „Kiesel-Sandsteine" und der Thon, ferner die Braunkohlenlager mit Alaunthon im Siebengebirge die vorbasaltische Stufe Nordböhmens darstellen, wie ja dem berühmten Autor selbst die Aehnlichkeit der Blöcke des Kieselconglomerates mit den „Knollensteinen" (p. 274) aufgefallen ist.

Das pflanzenführende Gestein von Quegstein ist ein verkieselter plastischer Thon von Priesen, das Gestein von Altrott ist dagegen mehr der Sandstein von Altsattel, nach mir vorliegenden Handstücken derselben. Leider hat bisher die Unklarheit der Lagerungsverhältnisse nur stellenweise im niederrheinischen Becken gestattet, bestimmtere Daten zu gewinnen.

Sehr gross ist die Aehnlichkeit der den Trachyt- und Basalt-Gebilden des Siebengebirges aufgelagerten Braunkohlen insbesondere von Rott und Stösschen[1]), mit den unsrigen der basaltischen Stufe. Die dort in den Braunkohlengruben (p. 302) aufgeschlossenen Halbopale, Kieseltuffe und Polierschiefer erinnern sehr lebhaft an die gleichen Gesteine der Biliner Flora (siehe oben p. 145), während die sogenannte Blätterkohle, insbesondere die braune, nicht verkieselte, ganz und gar ident ist mit dem blätterigen bituminösen Thon mit der Flora von Holaykluk und in den Kohlengruben bei Salesl. (Leitmeritz N.)

Im Siebengebirge erscheint daher die vorbasaltische und basaltische Stufe von Nordböhmen in fast völliger Identität vertreten zu sein, während die nachbasaltische Stufe fehlt, sowie auch in Crefeld die marine Ablagerung mit dem Ober-Oligocän zu enden scheint.

Dass aber diese Vergleichungen und Annahmen in der That keine müssigen Speculationen sind, dies beweisen bestens die Daten über das Vorkommen von *Anthracotherium* am Rhein, auf welche Sandberger[2]) in seiner hochwichtigen Abhandlung über die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt wieder aufmerksam macht.

Von Gusterhain und Hickengrund im basaltischen Westerwalde hatte Sandberger im Jahre 1850, Herm. v. Mayer Reste von Zähnen aus der Braunkohle der genannten Orte, in der Umgebung von Herborn (Giessen W.) vorgezeigt, die Letzterer theils für das *Anthracotherium magnum*, theils für das kleinere von Rütimeyer später anerkannte *Anthracotherium Sandbergeri H. v. M.* erklärte. Daneben wurden beobachtet auch *Rhinoceros incisivus*, *Rh. minutus*.

Aus dem vulkanischen Tuff dieser Braunkohle rührt ein Gliedmassen-Knochen her, der wahrscheinlich einem *Krokodil* angehört; und aus demselben Tuff der Braunkohlengrube Ludwigsvorsicht bei Breitscheidt im Amte Herborn 25 Fuss tiefer unter den Flötzen, die rechte Unterkiefer-Hälfte vom *Microtherium Renggeri*. [3])

[1]) Die Fauna der Blätterkohle von Rott: siehe l. c. p. 321 von Prof. Troschel mitgetheilt; darunter: *Amphicyon*, *Rhinoceros incisivus*, *Chelydra Decheni* u. a. sehr lebhaft an Eibiswald erinnernd.

[2]) Dr. C. L. Frid. Sandberger: Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesbaden 1870—1875. p. 337.

[3]) Neues Jahrb. 1850. p. 203.

Diese Angaben Sandberger's und Herm. v. Meyer's stellen ausser allen Zweifel: erstens, dass die Braunkohle von Gusterhain und Hickengrund im Westerwalde den dortigen Basaltgebilden auf- und zwischengelagert sei, zweitens, dass dieselbe *Anthracotherium* führe. Daraus folgt aber, dass in der That die basaltische Stufe im Westerwalde, respective am Rhein, mit der nordböhmischen basaltischen Stufe ident und gleichzeitig sei.

Dieselbe Bedeutung hat das zweite von Sandberger l. c. gegebene Datum: dass auch die Braunkohle von Schlüchtern in Hessen am südöstlichen Fusse des basaltischen Vogelsberges *Anthracotherium* führe. Die basaltische Stufe des Vogelsberges ist ein gleichzeitiges Aequivalent der nordböhmischen basaltischen Stufe.

Der basaltische Vogelsberg bringt mich in die unmittelbare Nähe der Wetterau, die nach Weinkauf[1]) als eine nach NO. abzweigende Bucht, dem Mainzer Becken angehängt wurde.

Was uns im Norden in der Braunkohlenbildung des Leipziger Kreises einerseits und in Nordböhmen andererseits, durch das Erzgebirge getrennt, vorliegt, das sehen wir im Mainzer Becken einerseits und in der Wetterau und dem Westgehänge des Vogelsberges andererseits, nahe nebeneinander gerückt und fast in unmittelbarer Berührung.

Im Mainzer Becken tritt uns wie bei Leipzig der Septarienthon und der Meeressand des Mitteloligocäns, überlagert von den oberoligocänen Bildungen, entgegen, die nach Ludwig[2]) als Cyrenen-Mergel bei Rossdorf (Hanau N.), bei Seckbach und Offenbach bei Nieder- und Ober-Ingelsheim (Mainz SW.) Braunkohlenflötze führen; die diese Braunkohlenflötze begleitenden Petrefakte: *Cerithium margaritaceum*, *Cerithium plicatum*, *Cyrena subarata* und das Vorkommen von *Anthracotherium alsaticum Cuv.* in der Braunkohle bei Hochheim lassen keinen Zweifel darüber, dass wir hier ein Aequivalent unserer südsteierischen Sotzka-Schichten vor uns haben.

In der Wetterau wird man geneigt nach den Auseinandersetzungen Ludwig's[3]) in dem Quarzsandsteine vom Rockenberge und vom Münzenberge, den Braunkohlensandstein der vorbasaltischen Stufe wieder zu erkennen. Das Vorkommen der Schichte mit *Cyrena Faujasi* auf diesem Sandsteine ist, als zweifelhaft in der Lagerung, hervorgehoben. Der Letten im Liegenden dieses Braunkohlensandsteins, für eine Flussbildung geltend, dürfte besser vielleicht ein Aequivalent des plastischen Kapselthons von Halle darstellen. Wie im Leipziger Kreise südlich von Leipzig und in Nordböhmen fehlt das Mitteloligocän auch in der Wetterau, trotz der Nähe des Mainzer Beckens und folgt hier über der vorbasaltischen Stufe ebenfalls unmittelbar die basaltische Stufe, Anthracotherien führend.

Die Blätterkohle von Salzhausen und das Braunkohlenlager von Hessenbrücken (Laubach W) gehören sammt deren reicher Flora der basaltischen Stufe an, und erinnern einerseits an

---

[1]) Neues Jahrb. 1865. p. 174.
[2]) Palaeontografica 8. p. 51.
[3]) Palaeontogr. 8. p. 40 u. f.

die Blätterkohle von Rott am Niederrhein, andererseits an den bituminösen Schiefer vom Holayklnk und von Salezl in Nordböhmen. Sie sind ein Aequivalent der oberoligocänen Cyrenen-Schichten des Mainzer Beckens und deren Kohlen.

Hieher gehört auch die Flora des Basalttuffes von Holzhausen bei Homberg [1]).

Ob die Braunkohlen des aus der Verwitterung des Basaltes angeblich entstandenen Basaltthones von Bauernheim, Dornassenheim, Weckesheim und Dornheim (Friedberg W. am SW. Fusse des Vogelsberges [2]), deren Flora Ludwig [3]) beschrieben und für sehr jung erklärt hat, als eine gleichzeitige Bildung mit der nordböhmischen nachbasaltischen Stufe zu identificiren sei, werde ich weiter unten erörtern. Jedenfalls ist alles das, was man über den oberoligocänen Cyrenen-Mergeln im Mainzer Becken und dessen Umgebung kennt, also die Schichten bis zum Cerithienkalk und Sand hinauf, dann die Corbicula-Schichten und der Hydrobienkalk, die Weinkauf [4]) als Absatz des eigentlichen Mainzer Beckens zur Zeit da es ausgesüsst zu werden begann und mit Brackwasser angefüllt war, betrachtet, — als eine gleichzeitige Bildung mit der nachbasaltischen Stufe Nordböhmens zu betrachten, die dortselbst vorzüglich durch das Auftreten der Süsswasserkalke (Kolosoruk, Kostenblatt, Oberndorf) charakteristisch sind; wie dies ja Sandberger lange vorher schon gelehrt hat.

Die merkwürdigste Erscheinung um die hier speciell erörterten drei Stufen in Nordböhmen ist die, dass in der Regel die vorbasaltische und nachbasaltische Stufe in verhältnissmässig geringer Mächtigkeit stets die Niederungen einnehmen, wie z. B. im Saazer Becken, während die Gebilde der basaltischen Stufe zu bedeutender Mächtigkeit anschwellen, und wie z. B. das Duppauer Basaltgebirge zwischen dem Falkenauer und Saazer Becken an deren Südrändern situirt, in ansehnlichen Berghöhen emporragend, sowohl über der älteren als auch über der nachbasaltischen Stufe sich dominirend erheben. Diese Erscheinung ist den hier besprochenen Gegenden am Niederrhein gemeinsam mit der nordböhmischen Niederung.

Mit dieser Erscheinung geht wie ich glaube Hand in Hand die zweite, auf die Credner [5]) aufmerksam gemacht hat, indem er hervorhebt: „das in dem Schichtenmateriale wie in den organischen Resten des Leipziger Oligocäns eine nicht unbeträchtliche säculare Oscillation ihren Ausdruck findet. Nach Bildung der unteren Braunkohlenformation mit ihren massenhaften Landpflanzenresten stellte sich eine langsame Senkung ein, in Folge deren ein anfänglich flaches Meer den unteren Meeressand hinterliess. Durch fortgesetzte Senkung vertiefte sich das Meer und wurde zur Zeit des Maximums der Senkung der Septarien-

---

[1]) Palaeontogr. 5. p. 152.

[2]) Dr. Fr. Rolle: Ueber ein Vork. foss. Pfl. zu Obererlenbach (Wetterau) Neues Jahrb. 1877. p. 769.

[3]) Palaeontogr. 5. p. 84 u. folg.

[4]) l. c. p. 178.

[5]) l. c. p. 639 und 659.

thon [1]) abgelagert, worauf wieder eine Hebung dem oberen Meeressande die Entstehung gab.

Während nun die Fortsetzung der Hebung zur Zeit des Oberoligocäns in der Bildung der Basaltgebilde culminirte und massenhafte Reste der Eruptionsvorgänge und der während dieser langwierigen Eruptionszeit gebildeten Tuffe und Braunkohlenflötze uns hinterliess, fehlt bei uns eine Ablagerung gänzlich, die wir in die Zeit des Maximums der mitteloligocänen Senkung mit vollem Rechte verlegen könnten.

Es ist hier zweierlei möglich: entweder ermöglichte die allmälig fortschreitende Senkung in der Gegend bei Leipzig durch Eröffnung neuer Kanäle die Trockenlegung der nordböhmischen Niederung, wodurch die Saazer Schichten der Einwirkung der Athmosphärilien ausgesetzt localen Zerstörungen preisgegeben wurden, vielleicht auch Veranlassung gegeben ward, dass die eben erst abgelagerten Torfmoore der Saazer Stufe ohne hinreichender Bedeckung einfach vermoderten und deswegen heute vorherrschend eine Moorkohle darstellen; oder die Senkung des Landes hatte auch die nordböhmische Niederung mitergriffen und diese so tief unter Wasser gesetzt, dass die Ablagerung von Braunkohlen unterbrochen und einfach nur Letten [2]) abgelagert werden konnten, die wir speciell zu unterscheiden nicht vermögen und heute in Ermanglung von Petrefacten und anderweitigen augenfälligen Charakteren theils als das Hangende der Saazer Schichten, theils als das Liegende der nachbasaltischen Braunkohlenflötze zu behandeln genöthigt sind.

Die Thatsache, dass wir in Böhmen für das Mitteloligocän (Septarienthon und Meeressand) kein Aequivalent nachzuweisen im Stande sind, sondern eine unausgefüllte Lücke voraussetzen müssen, scheint die verwundbarste Stelle der ganzen vorangehenden Auseinandersetzung zu bilden, und dafür zu sprechen, dass wir in der nordböhmischen Braunkohlenbildung, ebenso wie dies Credner für den Leipziger Kreis in seinem Profile 4 versucht hat, irgend einen Theil der Braunkohlenbildung als ein gleichzeitiges Aequivalent des mitteloligocänen Septarienthones und Sandes hinstellen sollten.

Dass dies nicht nöthig ist, dass vielmehr in der That in der Braunkohlenbildung Nordböhmens eine unausgefüllte Lücke vorhanden sei, die das Mitteloligocän repräsentirt, trotzdem sie fast unkenntlich ist, dies haben Beyrich und Ludwig durch die Nachweisung des Vorkommens des Septarienthons im Südosten, Osten und Nordosten des Vogelsberges, bei Eckardtroth (Romsthal N. und Schlüchtern O.), zwischen Alsfeld bis Maar und bei Kirchhain [3]) (Marburg O.)

---

[1]) v. Koenen: Das mar. Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Mollusken-Fauna. Palaeontogr. XVI. 1867. p. 130 und f.

[2]) Wie oben erwähnt ist, haben die Letten zwischen den Saazer Schichten und dem Lignitflötze eine Mächtigkeit von 6—32 Klaftern, wovon ich den grösseren hangenden Theil gezwungen bin, mit dem zugehörigen Lignitflötze, in die nachbasaltische Stufe zu stellen, da zu Reichenau nicht weit im Hangenden des Gaskohlenflötzes der Basalttuff auftritt.

[3]) Der erste der genannten Fundorte ist unzweifelhaft, weil von Beyrich selbst aufgeführt; die beiden andern Vorkommnisse des Septarienthones sind von Sandberger als richtig anerkannt.

ausser Zweifel gestellt. Ueber diesem Septarienthone am Ostfusse des Vogelsberges folgen die Basaltgebilde des Vogelsberges mit den Anthracotherien führenden Braunkohlen von Schlüchtern und zwar bei Eckardtroth der älteste Basalt des Vogelsberges unmittelbar, während weiter nördlich zwischen beiden die Melanienthone und Süsswasserthone Ludwig's [1]) lagern.

Hiernach wird es klar, dass, nachdem die vorbasaltische Stufe in Nordböhmen älter als der mitteloligocäne Septarienthon erwiesen wurde, die basaltische Stufe am Ostfusse des Vogelsberges dagegen vom Septarienthone factisch unterlagert wird, weder die vorbasaltische noch die basaltische Stufe das Aequivalent des Septarienthones bilden kann, dass somit, da zwischen diesen beiden in Nordböhmen jede namhaftere Ablagerung fehlt, wir dortselbst eine unausgefüllte Lücke factisch vor uns haben.

Da nun nach den vorliegenden Angaben im Leipziger Kreise die basaltische Stufe gänzlich fehlt, ist man in der That gezwungen, die von Credner für Oberoligocän erklärten schneeweissen Quarzsande und Kiese, die auf den oberen marinen Sand folgen, als das Aequivalent der basaltischen Stufe hinnehmen und dann wird es klar, dass in der That die obere Braunkohlenbildung Leipzigs der vorbasaltischen Braunkohlenbildung Nordböhmens entsprechen könne, wie ich dies Eingangs hingestellt habe.

Die vorangehende Auseinandersetzung lehrt somit, dass in der That einerseits die nordböhmische Braunkohlenbildung, andererseits die Braunkohlen enthaltenden Ablagerungen am Niederrhein (Rhön, Vogelsberg, Westerwald, Siebengebirge) eine sehr analoge Gliederung in drei Stufen: eine vorbasaltische, eine basaltische und eine nachbasaltische besitzen und dass für dieselben in Böhmen und am Rhein ein völlig gleiches Alter zu vindiciren ist.

Die nachbasaltische Stufe, durch die Süsswasserkalke in Böhmen und durch die Landschneckenkalke und Cerithienkalke im Mainzer Becken charakterisirt, ist von untermiocänem Alter, vom Alter unserer älteren Mediterranstufe.

Die basaltische Stufe, ausgezeichnet durch das Auftreten der Anthracotherien ist, wie die braunkohlenführende Cyrenen-Stufe, von oberoligocänem Alter (aquitanisch).

Unter dieser folgt der mitteloligocäne Meeressand und Septarienthon am östlichen Fusse des Vogelsberges und unter dem Septarienthone bei Leipzig die vorbasaltische Stufe (Knollensteinstufe und unterste Braunkohlenstufe Credner's), deren Alter ich auch noch für mitteloligocän betrachten will.

Der wichtigste Grund dafür, die vorbasaltische Stufe noch zum Mitteloligocän zu rechnen, liegt wohl darin, dass die vorbasaltische Stufe an allen den hier in Betracht gezogenen Orten ihres Vorkommens nirgends mit unteroligocänen Ablagerungen in Verbindung steht, sondern in der Abwesenheit des Unteroligocän im Leipziger Kreise, im Vogelsberge, in der Rhön, im Westerwalde, auch im Siebengebirge, die völlige Unabhängigkeit der vorbasaltischen

---

[1]) Ludwig: Geolog. Skizze des Grossherzogth. Hessen. 1867. p. 17.

Stufe vom Unteroligocän dargethan ist, die ihrerseits an allen den genannten Orten direct auf dem vortertiären Grundgebirge aufgelagert sind.

Nicht minder wichtig für die definitive Feststellung des Alters der vorbasaltischen Stufe sind die Ausführungen, die O. Heer in der Einleitung zu seiner: Miocänen basaltischen Flora[1]) mittheilt, und zwar nach den Arbeiten von Prof. Zaddach[2]) über die Lagerungsverhältnisse der pflanzenführenden Schichten des Samlandes.

Ueber der „Glauconitformation", deren blaue Erde die Hauptlagerstätte des Bernsteins bildend, vom grünen Sande überlagert wird, in welchem letzteren bei Gross- und Klein-Kuhren die unteroligocäne marine Fauna von Egeln auftritt[3]) — folgt hier die „Braunkohlenformation des Samlandes."

Von den Gliedern dieser Braunkohlenformation ist das Liegendste der grobe Quarzsand, dem Lettenlager untergeordnet sind. Darauf folgt ein Braunkohlenflötz (Rauschen); über diesem zwischengelagerte Letten und Sande (Pinus-Zapfen führender Sand) und ein zweites Braunkohlenflötz (Warnicken), vom Diluvium bedeckt.

Der Quarzsand über dem glauconitischen Unteroligocän, der Letten und die Braunkohle, das alles sind Charaktere, die so sehr ähneln denen der Knollensteinstufe und der Braunkohlenbildung bei Borna, dass es mindestens sehr wünschenswerth erscheint, auf diese oberflächliche Analogie aufmerksam zu machen und in dem Quarzsande den Braunkohlensand und Sandstein der vorbasaltischen Stufe, in der unteren und mittleren Lettenschichte den plastischen Thon von Göhren zu erblicken.

Vielleicht ist im Samlande, sowie bei Borna, das obere Flötz als der Repräsentant der nachbasaltischen Stufe zu betrachten.

Für diese Annahme spricht sehr bestimmt die auffällige Analogie die zwischen dem Glimmersande mit Pinus-Zapfen von Rauschen im Samlande und dem Basaltthone von Bauernheim, Dornheim, Dornassenheim und Weckenheim im Vogelsberge (siehe oben p. 154 (18)), der ebenfalls reich ist an Pinus-Zapfen. Heer hat (l. c. p. 24) den Zapfen von *Pinus Schnittspahni Ludw.* für nicht verschieden erklärt vom Zapfen der *Pinus Laricio-Thomasiana* des Samlandes. Die Zapfen beider Localitäten sind Analoga noch jetzt lebender Arten, welche Thatsache Ludwig bewog, die betreffende Ablagerung für sehr jung zu erklären, während Heer die betreffende Schichte des Samlandes als nahezu gleichalterig mit dem mittleren Letten als Aquitanien zusammenhält.

Mit der Pinus-Zapfen führenden Sandschichte des Samlandes zeigt aber eine noch grössere Aehnlichkeit das Vorkommen der Pinus-Zapfen

---

[1]) O. Heer: Miocäne baltische Flora. Königsberg 1869. (K. phys. ökonom. Gesellsch.) p. 2 u. f.

[2]) E. G. Zaddach: Das Tertiärgebirge Samlands. Mit Tafel VI—XVII. 1867. ibidem.

[3]) K. Mayer: Die Faunula des mar. Sandsteines von Klein-Kuhren. Züricher Vierteljahrschrift. 1861. VI. p. 109.

im Spiza-Salze der Kammer Hrdina bei Wieliczka[1]). Auch hier sind Pinus-Zapfen die häufigste Erscheinung. Darunter lässt sich ein abgeriebener Zapfen von *Pinus salinarum Partsch.* von dem von Heer l. c. Taf. I. Fig. 29 abgebildeten, ebenfalls abgeriebenen Zapfen von *Pinus Hageni* nicht unterscheiden. Die Figuren 28 und 32 scheinen zu beweisen, dass die weniger abgeriebenen Zapfen dieser Art auf der Mitte der Schuppenschilder nur einen wenig erhabenen Nabel trugen, die Schilder auch weniger hervortretend radialstreifig waren, wodurch sie der *Pinus salinarum* sehr ähnlich sind; während der Zapfen l. c. Fig. 23 einen sehr vortretenden Nabel und scharfkantig radialgestreifte Schilder trägt, wodurch derselbe, der *Pinus polonica Stur* von Wieliczka sehr ähnlich wird. Auch die dritte Zapfenart des Samlandes *Pinus Laricio-Thomasiana*, ist durch eine analoge Zapfenart in Wieliczka vertreten, die ich *Pinus Russeggeri* genannt habe. Vielleicht liesse die Vergleichung der Originalien sogar völlige Identität aller drei Zapfenarten feststellen. Beiden Localitäten ist auch die Erscheinung gemeinsam, dass die einzelnen Zapfen von Eichhörnchen (*Sciurus*) auf ihre Samen benagt gefunden wurden. Die Angabe Heer's l. c. p. 22: „so dass wir dann kegelförmige Körper vor uns haben, die durch die Samengruben ein wabiges Aussehen erhalten", lassen an der von mir l. c. p. 7 ausführlich erörterten Thatsache keinen Zweifel über.

Das Alter der Lagerstätte in welcher die Wieliczkaer Zapfen auftreten, ist genau festgestellt.[2]) Die Zapfen, die Palmenfrucht *Raphia Ungeri Stur*, die verschiedenen Nusse des Spiza-Salzes gehören der älteren Mediterranstufe an, derselben Stufe, in welche die nachbasaltische Braunkohlenbildung Böhmens einzureihen ist.

Die vorangehend erörterten Thatsachen scheinen anzudeuten, dass die Braunkohlenformation des Samlandes analog gegliedert ist, wie an den Localitäten: Borna im Leipziger Kreise, Boden und Kahr im Falkenauer Becken — und in ihren tieferen Lagen die vorbasaltische, in ihren höheren Gliedern (zapfenführender Glimmersand und die Braunkohle von Warnicken) die nachbasaltische Stufe repräsentirt. Dann hätte man aber im Samlande dieselbe Lücke wie im Leipziger Kreise unausgefüllt vor sich, in welche der mitteloligocäne Septarienthon und die basaltische Stufe einzuschalten wären. Die mitteloligocäne Senkung der norddeutschen Ebene, die von Leipzig an nördlich den Meeressand und Septarienthon hinterliess, hatte somit im Samlande genau dieselbe Bedeutung wie südlich von Leipzig und in der nordböhmischen Braunkohlenbildung, d. h. das Samland bedeutet das nördliche, der südliche Theil des Leipziger Kreises das südliche Ufer jenes Meeres, aus welchem sich der Septarienthon der norddeutschen Ebene ablagerte.

Die der Leipziger und nordböhmischen vor- und nachbasaltischen Braunkohlenbildung ganz analog gegliederte Braunkohlenbildung des Samlandes, ruht auf der unteroligocänen Glauconitformation des Samlandes und daraus folgt nothwendiger Weise, dass die vorbasaltische Braun-

---

[1]) Unger: Pflanzenreste im Salzstocke von Wieliczka. Denksch. d. k. Akad. 1850. I. p. 311. Taf. XXXV. — D. Stur: Beitr. zur genaueren Deutung der Pflanzenreste aus dem Salzstocke von Wieliczka. Verh. 1873. p. 6.

[2]) Reuss: Die foss. Fauna der Steinsalzablagerung von Wieliczka in Galizien. Sitzb. d. k. Akad. d. W. LV. 1867.

kohlenablagerung im Leipziger Kreise, in Nordböhmen und am Niederrhein jünger als das Lager von Egeln, also mitteloligocän sein müsse.

Die blaue Erde mit Bernstein im Samlande und die Braunkohlenbildung zwischen Magdeburg, Braunschweig, Halberstatt und Cöthen, beide vom unteroligocänen Lager von Egeln bedeckt, sind gleichzeitige Bildungen, die ihre werthvollen Fossilien, Bernstein und Braunkohle der unteroligocänen Vegetation verdanken, die uns die Flora von Helmstädt[1]) in einem sehr kleinen Bruchstücke kennen lehrt.

Die Einschaltung der vorbasaltischen Stufe in das unterste Mitteloligocän, etwa als Aequivalent des Rupelien inf., ist gewiss berechtigt auch insbesondere gegenüber jener so oft vorkommenden Nichtübereinstimmung, die zwischen den Altersbestimmungen gewisser Ablagerungen nach ihrer Lagerung einerseits und nach den fossilen Pflanzenresten, die sie enthalten, andererseits in den Vordergrund tritt.

Credner hat in seiner Abhandlung (p. 621 und 627) auf eine solche in Hinsicht auf die Flora von Göhren und die Flora der Braunkohlenstufe bestehende Nichtübereinstimmung der rein palaeontologischen und rein stratigrafischen Resultate aufmerksam gemacht. Ich habe diese Nichtübereinstimmung im Umfange des Gebietes der Biliner Flora, in den vorangehenden Zeilen ebenfalls auseinandergesetzt.

Solche Fehler, wie speciell der die Flora von Göhren betreffende, können nämlich sehr leicht grösser gemacht werden als sie in der That sind, wenn man das Alter einer Lagerstätte tiefer schätzt, als es möglicher Weise factisch ist. So im Falle die Knollensteinstufe noch mitteloligocän ist, wie ich annehme, ist der Fehler, den der Florist von Göhren begangen hat, indem er diese Flora an die obere Grenze des Aquitanien also in das Oberoligocän stellte (l. c. p. 38) viel geringer, als wenn man Göhren für Unteroligocän schätzt.

Andererseits könnte die, wie ich gezeigt habe, nicht berechtigte Annahme, die Knollensteinstufe sei unteroligocän, viel dadurch schaden, dass der, auf diese Feststellung gründende Phytopalaeontologe es als sicher ausgemacht betrachten könnte, dass die zu Göhren oder im Leipziger Kreise gefundene Flora, die dort zur Zeit des Unter-Oligocän existirt hat, südlicher z. B. am Rhein erst viel später auftrat und erst in viel jüngeren Schichten zu treffen sei.

Beide diese Klippen sind sehr schwer umzuschiffen; daher mein mit Vorliebe betriebenes Bemühen: das Alter unserer Pflanzenlagerstätten aus dem Studium der Lagerungsverhältnisse möglichst festzustellen.

Dennoch will ich nicht leugnen, dass man solchen Nichtübereinstimmungen der Resultate der Studien der Stratigraphie und der Studien der phytopalaeontologischen Daten in der That viel häufiger begegnet, als es uns lieb ist und nöthig scheint.

---

[1]) O. Heer: Beitr. z. näh. Kenntn. der sächs.-thüring. Braunkohlenflora (II. Bd. der Abh. d. naturw. Ver. f. die Provinz Sachsen und Thüringen). Berlin 1861. p. 427 (21).

Die Ursache daran liegt meiner Ansicht nach weniger in der Natur selbst und etwa in der geographischen Vertheilung mehr gegliederter Floren im Tertiär, als wir bisher angenommen haben, indem wir uns dachten, das zur Oligocän- und Miocän-Zeit vom Nordpol herab bis in ganz südliche Theile Europas, einem nur wenig modulirten Clima, eine gleichmässige Vertheilung der Pflanzenwelt entsprach; die Hauptursache dieser Nichtübereinstimmung scheint mir einerseits in der gewöhnlich sehr mangelhaften Erhaltung der Pflanzenreste selbst, andererseits in der Manipulation der Phytopalaeontologen, die ihnen übergebenen Reste zu bestimmen, zu gründen. Wir pflegen allerdings zuerst die besterhaltenen Reste zu bestimmen; nach diesen bleibt aber der grössere Theil des Materials noch übrig, bestehend eigentlich aus unbestimmbaren, weil in der Regel schlecht erhaltenen Dingen. Es scheint uns oft ein Schade zu sein, wenn wir diesen voluminöseren Theil des Materials unberücksichtigt lassen sollten und sind oft stolz darauf, solche unansehnliche, eigentlich unbrauchbare Stücke zu enträthseln im Stande zu sein. Da wird dann die Spitze eines sonst recht interessanten Blattes mit einem andern Blatte verglichen und mit diesem für ident erklärt, von dem aber nur ein einziges Mal die Basis gefunden wurde, und umgekehrt; dann Blätter, denen der Rand zum grössten Theile fehlt, wegen der Nervation mit anderen Blättern identificirt, an welchem das charakteristische Merkmal gerade in der eigenthümlichen Beschaffenheit dessen Randes liegt u. s. w.

Auf diese Weise bekommen wir eine Masse von Namen, die aber in den allermeisten Fällen, wo sie angewendet werden, stets etwas anderes bedeuten, als das was man damit angeben will. Auf diese Weise bekommen wir für eine jede Stufe des Tertiär eine grosse Menge von durchgehenden Arten, die in der That nicht existiren, die uns aber fort hindern das Bild einer jeden Stufe für sich klar fassen zu können. Diese, auf unzulängliche Bruchstücke hin vorgenommenen Identificirungen, die überdies in den meisten Fällen in der Literatur gar nicht fassbar und nicht nachweisbar sind, da man das Abbilden solcher Stücke unterlässt und sie zu einer anderen Abbildung einfach hinstellt oder ganze Floren nur in Form von Namens-Verzeichnissen publicirt, sind die Veranlasser der so häufigen Nichtübereinstimmung stratigrafischer und phytopalaeontologischer Resultate.

Das Nichtklappen der phytopalaeontologischen mit stratigrafischen Daten kann uns aber auch kaum verwundern. Man verlangt eigentlich Unmögliches, wenn man wünscht, dass der Phytopalaeontologe das specielle Alter einer besonderen Lagerstätte aus den in derselben gefundenen Pflanzenresten errathen soll. Wir sind vorläufig nur so weit, dass wir die Formation heute, fast mit voller Sicherheit nach Pflanzenresten bestimmen können: Miocän, Eocän und Obere Kreide, Jura, Lias, Rhaet, Dyas, Carbon, Culm; die Stufen treffen wir häufig auseinander zu halten, sind aber nicht im Stande groben Fehlern in dieser Hinsicht auszuweichen.

Haben doch die Floristen der Blätterkohlen der basaltischen Stufe es noch nicht gewusst, dass Rott, Stösschen, Salzhausen, Hessenbrücken, Holaykluk, Salezl einer und derselben Stufe ange-

hören mit dem Menilitopal des Sichowerthales, mit dem Polierschifer von Kutschlin — ferner mit Rossdorf, Seckbach, Offenbach und Ingelsheim im Mainzer Becken. Die Floristen des Braunkohlensandsteins von Altsattel, Dawidsthal, Kl. Purberg, Liebeschitz, Schüttenitz, Skopau, Altrott, Münzenberg, Rockenberg, des plastischen Thons von Priesen, Göhren, Bornstädt, Quegstein und des Samlandes, ahnten kaum, dass diese Vorkommnisse der vorbasaltischen Stufe gleichalterig und um das ganze Alter des Septarienthones älter sind, als die Blätterkohlen der basaltischen Stufe [1]), zu welchen sie diese theilweise als gleichzeitig hinstellten oder als viel älter behandelten; dass dagegen die Pflanzenlagerstätten von Kostenblatt, Sobrussan und Bilin, Preschen und Langaugezd, Krottensee, Pochlowitz, der nachbasaltischen Stufe angehörend — möglicher Weise mit Bauernheim, Dornassenheim, Dornheim und Weckersheim auch mit dem Pinus-Zapfen Glimmersande des Samlandes und mit den Pflanzenresten des Spiza-Salzes, gewiss aber mit der Flora der Littorinellen- oder Hydrobien-Schichten [2]) in der Wetterau zu vergleichen wären.

Genau so ist es den anderen Phytopalaeontologen ergangen bei ihren Arbeiten. Nur Heer und Saporta hatten genauere Orientirung über das Alter einiger heimatlicher Pflanzenlagerstätten zur Disposition und dies ist es, was deren Arbeiten den Vorzug vor anderen verleiht.

Das Resultat Credner's: dass bei Leipzig zwei altersverschiedene Braunkohlenstufen vorhanden seien, wovon die eine höchstwahrscheinlich unserer nachbasaltischen, die andere sicher unserer vorbasaltischen Stufe entspricht, bestätigt nicht nur in glänzender Weise die schon vor 23 Jahren von Beyrich ausgesprochene Meinung: dass die nordböhmische Braunkohlenbildung als in einer Ausbuchtung oder einem Nebenbecken des norddeuschen Tertiärgebietes abgelagert zu betrachten wäre und eigentlich dazu gehöre; dass ferner das böhmische Becken mit den norddeutschen Tertiärwässern nur durch Kanäle, welche der Trennung des Lausitzer-Gebirges von dem Riesengebirge in ihrem Laufe entsprechen (also durch die Gegend von Zittau und durch die zwischen Görlitz, Seidenberg und Lauban verbreiteten Ablagerungen von braunkohlenführenden Tertiärbildungen) im Zusammenhange stehen könnte. Credner's Abhandlung hat auch den Anstoss gegeben zur Zusammenstellung unserer eigenen Daten, zur genaueren Feststellung des Alters der drei Stufen unserer nordböhmischen Braunkohlenbildung und zur Hinweisung auf die völlig identen Verhältnisse der Braunkohlenbildung am unteren Rhein.

---

[1]) So kommt insbesondere Const. v. Ettingshausen in seiner Flora der Wetterau zu dem Resultate, dass die von ihm für verschiedenalterig gehaltenen Orte: Münzenberg (vorbasaltische Stufe) mit Kutschin (basaltische Stufe) und Kostenblatt (nachbasaltische Stufe), Salzhausen (basaltische Stufe) mit dem plastischen Thone von Priesen (vorbasaltische Stufe) ident seien. Sitzb. d. k. Akad. 1868. LVII. p. 3 u. 4.

[2]) Ludwig: Palaeontogr. V. p. 132.

Uebersicht der Altersverhältnisse der

		Allgemeine Orientirung n. Beyrich und Sandberger	Samland	Braunkohlenbildung im Leipziger Kreise		Braunkohlenbildung		
				Leipzig	Borna	Eger	Falkenau	Saaz
Helvétien	Unter-Miocen	Ob. Mediterranstufe = Schlier: Wieliczka (Pinus-Zapfen im Spiza-Salze), Gauderndorf, Eggenburg, Hoher Rhônen. Süsswasserkalk: Tuchoritz, Lipen, Kolossoruk. Loibersdorf, Korod	Braunkohle (Warnicken) u. Glimmer-Sand m. Pinus-Zapfen (Rauschen)	Stufe der oberen Braunkohlenflötze bei Leipzig	Stufe des oberen Braunkohlen-Flötzes	Schieferthone von: **Pochlowitz** b. Königsberg, von **Sorg-Maierhof** und **Krottensee.** Cypridinenschiefer, Mergel, Süsswasserkalke, im Liegenden dieses: *Mastodon angustidens* bei **Oberndorf.**	Obere eisenschüssig. Sandsteine u. Thone von **Falkenau,** Schieferthone, Brandgesteine bei **Zieditz,** Cypridinenschiefer von **Grasseth,** „Lignitflötz" v. **Haberspirk**	Schieferthone von **Kommotau, Brüx, Ober-Leitersdorf.** Erdbrand von **Teplitz.** Schieferthone mit der Braunkohle in einem sehr mächtigen oder in 2—3 schwäch. Flötzen. In der Braunkohle von **Klösterle** und im Schieferthone von **Flahae** *Hyotherium Sömmeringi, Crocodilus sp.*
Aquitanien	Ober-Oligocän	Cyrenen-Mergel von Miesbach. Unt. Süsswassermolasse von Monod, Molt, *Pectunculus obovatus* in Ungarn. Kohlen mit: *Anthracotherium magnum.* Sotzka, Zsily-Thal. Cadibona, Zovencedo, Chiavon, Salcedo, Sables à *Cerith. margaritaceum.* Bovey Tracey	fehlt	Schneeweisse Quarzsande, Kiese. **Maximum der Hebung d. Landes**	fehlt	Fehlt im grösseren Theile d. Beckens und nur local als Basalt bei Alt-Kindberg, als Basalttuff, bei Pograth, am südlich. Rande des Beckens, ganz untergeordnet entwickelt	Fehlt im grösseren Theile d. Beckens u. nur local als Basalt bei **Königswörth,** als Basalttuff ebenda und bei **Reichenau** (über dem Gaskohlenflötze) zerstreut im ganz. Becken, z. B. Putschirn mit *Steinhauera*	Fehlt local ganz sehr mächtig **Duppauer-Geb.** Kalkmergel v. **Atschau** und **Männelsdorf** (Kaaden S.). Basalttuff v. **Waltsch** Kaaden S. Duppau SO.). Paraffin- od. Wachskohle bei **Donawitz**
		Meeres-Sand und Septarien-Thon (Rupelien supérieure.)	fehlt	Oberer Meeres-Sand, Septarien-Thon. **Maximum d. Senkung des Landes** Unterer Meeressand	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt
Tongrien	Mittel-Oligocän	Lager von Klein-Spauwen. (Rupelien inferieure)	Braunkohle und Letten bei Rauschen	Thone mit Schwefelkies-Concretionen, Alaunthone, mulm. Braunkohle u. bitum. Holz. (Fl. von Bornstädt.) Verkieste und verkieselte Hölzer	Stufe der mulmigen Braunkohle m. Thonen, Sanden und Kiesen	Thone und Sande mit der Moorkohle, auch Alaunthone	Thone und Alaunthone nebst Schwefelkies-Concretionen, Gaskohle von **Reichenau, Falkenau**	Saazer-Schichten mit schwachen Flötzen der Moorkohle. Thone von **Wodierad, Tschermich, Liebotitz, Tschekowitz**
			Quarz-Sand	Braunkohlen-Sandsteine und Conglomerat, mit Einlagerungen von plastischem Thone von **Göhren,** Knollenstein-Stufe. Hieher auch der Sandstein von Skopau	Stufe der Knollensteine	Braunkohlen-Sandstein u. Conglomerat	Braunkohlen-Sandstein und Conglomerat **Altsattel,** Steinberg bei Dawidsthal	Braunkohlen-Sandsteine d. **Salesiushöhe** b. Osseg, von **Kl. Purberg** bei Tschernowitz, von **Liebeschitz** bei Saaz S. und vom **Teplitzer Schlossberge**
Ligurien	Unter-Oligocän	Lager von Egeln. Norddeutsche Braunkohlenbildung (zwischen Magdeburg, Cöthen, Halberstadt und Braunschweig). Hieher die Flora von Helmstedt	Glauconit-Sand b. Klein Kuhren Blaueerde mit Bernstein	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt

nordböhmischen Braunkohlenbildung.

Nord - Böhmens		Braunkohlenbildung am Nieder-Rhein				
Bilin	Leitmeritz	Siebengebirge	Westerwald	Vogelsberg und Wetterau	Mainzer Becken	
Sphaerosiderit und Thonkugeln im Schieferthone von **Preschen** u. **Langaugezd.** Brandschiefer v. **Sobrussan** u. **Bilin.** Süsswasserkalk von **Kostenblatt.** Süsswasserkalk von **Kolossoruk** i. d. Brandschief. aufgelagert, während der von **Tuchoritz** auf Cenoman-Kreide ruht	sehr gering entwickelt	Scheint gänzlich zu fehlen		Basaltthon v. **Bauernheim, Dornassenheim, Dornheim** und **Weckesheim** am SW.-Fusse des Vogelsberges	Hydrobienkalk Corbicula-Schichten Cerithienkalk und Landschneckenkalk Süsswasserkalk	Nachbasaltische Stufe
Mächtig entwickelt, darin: der **Menilitopal** des **Sichowerthales** und der **olierschiefer** von **Kutschlin**	Mächtig entwickelt, darin: Braunkohlenflötze. Im Braunkohlenwerke **Lukowitz** (Auscha NW.) Eckzahn eines *Anthracotherium*. In den Basalttuffen und bituminösen blättrigen Thonen *Triton basalticus H. v. M.* b. **Warnsdorf** und Pflanzen b. **Salezl, Holaykluk, Kundratitz** (Winterberg), **Freudenheim.** Polierschief. am **Mentauer Forsthause** und bei **Aussig**	Mächtig entwickelte Trachyte, Basalte u. der. Tuffe; mit Braunkohlen, Blätterkohlen v. **Rott, Stösschen**; ferner Halbopale, Kieseltuffe und Polierschiefer	Basalte und Basalttuffe mit Braunkohlen, darin: *Anthracother. magnum. Anthr. Sandbergeri* bei **Gusterhain** u. **Hickengrund** unweit Herborn	Trachyte, Phonolithe, vorzügl. Basalte u. deren Tuffe m Braunkohlen (Blätterkohlen) **Salzhausen, Hessenbrücken**; bei Schlüchtern Braunkohle m. *Anthracoth.* Melanien u. Süsswasser-Thone am Ostfusse d. Vogelsberges	Cyrenen-Mergel mit Braunkohlen **Rossdorf, Seckbach, Offenbach, Nieder- und Ober-Ingelsheim** mit Pflanzen und *Cerith. margaritaceum. Cerith. plicatum. Cyrena subarata. Anthrac. alsaticum*	Basaltische Stufe
fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	Septarien-Thon **Eckardtroth, Alsfeld** bis **Maar Kirchhain** bei Marburg am Ostfusse des Vogelsberges	Septarien-Thon und Meeres-Sand	
fehlt	Geringe Entwicklung	Thone und Alaunthone mit Braunkohlen				Vorbasaltische Stufe
Braunkohlen-Sandsteine mit Einlag. des plastischen Thones v. **Priesen**	Braunkohlen-Sandsteine von **Schüttenitz** im „**Pfarrbusch**“	Kiesel-Sandsteine und -Conglomerate = „Knollensteine“. Gestein von Quegstein. Gestein von Altrott		Quarzsandstein von Münzenberg und Rockenberg, im Liegenden der plastische Kapselthon am Westfusse des Vogelsberges		
fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	Süsswasserkalk von Buchsweiler, Ubstadt u. Malsch in Baden.	

Durch diese Studien finden somit 66 [1]) pflanzenführende Localitäten dreier verschiedener Stufen des Tertiär die heute möglichst schärfste Altersbestimmung nach ihren Lagerungsverhältnissen und sind hiermit die Grundzüge einer Geschichte der Pflanzenwelt, eines sehr langen Abschnittes des Tertiär (vom Unteroligocän aufwärts bis in das Untermiocän) auf einem grossen Gebiete von Mitteleuropa: im Norden der Alpen, im Süden des baltischen Meeres gegeben.

Es mag hier noch die Bemerkung beigefügt sein, dass die bei den Bahnbauten bei Rudelsdorf, Abtsdorf und Triebitz unweit Böhm.-Trübau entdeckten marinen Tertiärablagerungen, die als die äussersten Vorposten des Wiener Beckens gegen die Elbe-Niederung Böhmens gelten, nach Reuss Untersuchungen [2]) zu den jüngsten marinen Bildungen und in die jüngere Mediterranstufe gehören. Die Böhm. Trübauer marine Ablagerung fand somit erst dann statt, nachdem die jüngste nachbasaltische Braunkohlenbildung Nordböhmens bereits abgeschlossen war.

---

[1]) Die 66 pflanzenführenden Localitäten, deren Altersbestimmung hier erfolgt, sind in alphabetischer Ordnung in die drei Gruppen eingetheilt:

1. Vorbasaltische Stufe, Mitteloligocän, älter als der Septarienthon und Meeressand, jünger als das Lager von Egeln.

a) Braunkohlensandstein: Altrott im Siebengebirge, Altsattel im Falkenauer Becken, Kl. Purberg bei Tschernowitz, Liebeschitz bei Saaz, Münzenberg in der Wetterau, Rockenberg ebendort, Salesiushöhe bei Osseg, Schlossberg von Teplitz, Schüttenitz bei Leitmeritz, Skopau bei Halle S., Steinberg bei Davidsthal.

b) Plastischer Thon: Göhren im Leipziger Kreise, Priesen bei Bilin, Quegstein im Siebengebirge, Rauschen (Letten) im Samlande.

c) Plastische Thone in der Umgebung der Braunkohlenflötze: Bornstädt bei Eisleben, Liebotitz bei Saaz, Tschermich bei Kaaden, Tschekowitz bei Saaz, Weissenfels bei Halle, Wodierad bei Kommotau.

2. Basaltische Stufe: Oberoligocän, jünger als der Septarienthon und Meeressand; Anthracotherien führend; Niveau des *Cerithium margaritaceum*, *C. plicatum* und der *Cyrena subarata* im Mainzer Becken; Sotzka-Schichten; Aquitanien.

Atschau bei Kaaden, Hessenbrücken am Vogelsberg, Hochheim im Mainzer Becken, Holaykluk bei Leitmeritz, Holzhausen bei Homberg, Ingelsheim (Ober- und Nieder-) im Mainzer Becken, Kutschlin bei Bilin, Luschitz bei Bilin, Männelsdorf bei Kaaden, Mentauer-Forsthaus bei Leitmeritz, Mireschowitz bei Bilin, Offenbach im Mainzer Becken, Priessnitz bei Aussig, Putschirn im Falkenauer Becken, Rossdorf im Mainzer Becken, Rott im Siebengebirge, Salezl bei Aussig, Salzhausen in der Wetterau, Seckbach in der Wetterau, Sichow (Sichhof) bei Bilin, Stösschen im Siebengebirge, Waltsch bei Duppau, Wintersberg bei Kundratitz unweit Leitmeritz.

3. Nachbasaltische Stufe: Untermiocän, vom Alter der älteren Mediterranstufe (Schlier, Wieliczka) Mastondonten führend.

Brüx, Bauernheim, Dornheim und Dornassenheim in der Wetterau, Falkenauer Thone und Sande, Grasseth bei Falkenau, Hydrobien- und Littorinellen-Schichten im Mainzer Becken, Kommotau bei Saaz, Kostenblatt bei Eger, Krottensee bei Eger, Langaugezd bei Bilin, Oberleitersdorf im Saazer Becken, Pochlowitz bei Königsberg im Egerer Becken, Preschen bei Bilin, Rauschen (Zapfen-Sand) Samland, Sobrussan bei Bilin, Sorgmaierhof im Egerer Becken, Teplitzer Brandgestein, Weckersheim in der Wetterau, Wieliczka in Galizien, Zieditz im Falkenauer Becken.

[2]) Reuss: Die marinen Tertiär-Schichten Böhmens. 1860. Sitz. der Akad. XXXIX.

Ueber die Productivität und die geotektonischen Verhältnisse der kaspischen Naphtaregion.

Von **Hermann Abich.**

Die ausserordentliche Productivität der naphtareichen Zone, welche in einer mit der Längenachse des Kaukasus übereinstimmenden Richtung die Halbinsel von Apscheron durchsetzt, ist vor Kurzem, aus Tiflis erhaltenen sicheren Nachrichten zufolge, auch in dem vergangangenen Jahre in einer Weise zum Ausdruck gelangt, welche die Ansicht von der Unerschöpflichkeit jener Zone rechtfertigt, die im Laufe von sechsjährigen, progressiv gesteigerten Bohrungserfolgen insbesondere bei den Fachmännern sich bildete, die Gelegenheit hatten, vergleichende Studien in Pennsylvanien und am Kaukasus zu machen. In dieser Beziehung ist besonders auf das vor zwei Jahren in St. Petersburg erschienene Werk des ausgezeichneten Chemikers Mendelejef in russischer Sprache über die „Naphta-Industrie in Pennsylvanien und im Kaukasus“ zu verweisen.

Nach den officiellen Erhebungen der kaukasischen Bergverwaltung existiren jetzt bei Baku 140 Fabriken, die im Jahre 1878 gegen 6 Mill. Pud (à 40 russ. Pfunde) Photogen geliefert haben. Da die Naphta von Apscheron blos 33 Proc. Photogen giebt, so darf angenommen werden, dass zu dieser Fabrikation gegen 18 Mill. Pud Naphta verbraucht wurden, und dass die Gesammtausbeute derselben auf Apscheron, mit Einschluss der wegen nicht zu gewältigender Zuströmungen aus den Springquellen stattgehabten Verluste, mindestens 20 Mill. Pud betragen hat.

Diese grossen Naphthaquantitäten entströmten innerhalb der vorerwähnten Zone auf einem verhältnissmässig eng begrenztem Raume von etwa 4 Quadrat-Kilometern, einer Vielzahl von Bohrlöchern sehr verschiedener Tiefe und Leistungsfähigkeit, unter welchen solche sind, welche Monate hindurch täglich Quantitäten von 6—8000 Pud und weit darüber aus mitunter intermittirenden Springquellen geliefert haben, ohne einen constant gebliebenen vermindernden Einfluss auf die allgemeine Productionsfähigkeit des gesammten Förderungsgebietes damit auszuüben. Nichtsdestoweniger gelang es bisher auf Apscheron nicht, aus dem Vergleiche der, geognostisch meistens sehr verschieden

lautenden Angaben der Bohrungsregister zahlreicher Producenten praktische Anhaltspunkte zu gewinnen, geeignet, den Erfolg zu unternehmender neuer Bohrversuche auch nur einigermassen sicherzustellen.

Der durch Umfang und Bedeutung seiner Unternehmungen in dem kaspischen Naphtagebiete rühmlichst hervorragende Industrielle Nobel aus St. Petersburg fand es in seinem Interesse, zuerst eine 10 Kilometer lange gusseiserne Röhrenleitung, behufs directer Zuführung der Naphta aus dem Quellengebiete von Balachany nach seiner grossen Fabrik bei Baku herzustellen und die Transportschwierigkeiten des Photogen nach Astrachan und die Wolga aufwärts, durch Einführung von besonders für diesen Zweck construirten eisernen Dampfschiffen mit hermetisch verschliessbaren Reservoiren zu beseitigen.

Auf der Insel Tscheleken durch den Genannten veranlasste, aber von dem gehofften Erfolge nicht begleitet gewesene Forschungen nach Ozokerit-Lagern führten zur Erbohrung einer Naphtaspringquelle, welche unter Miterscheinen von starker Salzsoole[1]) von 30° R. Wärme die enormen Quantitäten von 8—10.000 Pud Naphta in 24 Stunden zu liefern begann. Die vorläufige Sistirung dieser Bohrquelle durch Verschluss der Bohrlochsröhre, wie sie in einem ähnlichen Falle auf Apscheron mit grossen Schwierigkeiten verbunden gewesen, gelang hier rasch, ohne Zweifel wegen nur mässigen Gasandranges, und beseitigte die Gefahr unberechenbarer Verluste an Naphta. Nobel, in der Absicht, die Bedürfnisse seiner colossalen Fabrikanlagen bei Baku aus eigenen Quellen, und zwar aus möglichster Nähe zu befriedigen, unternahm hierauf, durch seinen reichen Fund auf Tscheleken für den Fall des Misslingens gedeckt, eine Tiefbohrung auf Apscheron in geringer Entfernung von dem durch den Reichthum seiner Springquellen ausgezeichneten Grundstücke der Familie Benkendorf. Als die Arbeit vermittelst Seilbohrung bereits alle Tiefenstufen passirt hatte, in welchen sich bisher die Naphtaspringquellen auf dem Balachanyschen Operationsfelde einzustellen pflegten und der Erfolg noch immer ausblieb, hoffte man denselben durch energisches Vordringen zu grösseren Bodentiefen erzwingen zu können. Indessen versagten unerwartete Umstände den Erfolg auch hier.

Nachdem bis zur Tiefe von 200 Fuss, dreimal 50—60 Fuss mächtige Thonlager mit 8—10 Fuss starken, von verdickter Naphta durchzogenen Sandschichten gewechselt hatten, stellten sich zweimal, von wassergetränkten Sanden und Thonschichten überlagerte, sehr feste Gesteinsbänke von geringer Mächtigkeit ein, unter welchen nach wiederholt mit einander wechselnden nassen Sand- und Thonschichten, von Naphta durchzogener sandiger Thon in grosser Mächtigkeit auftrat. In diesem, immer mehr an Festigkeit und Zähigkeit zunehmenden Terrain begegnete der Bohrer schon in der Tiefe von 440 Fuss dem fast unüberwindlichen Widerstande von unten empordringender thoniger Massen, deren Aufsteigen in dem ausgerohrten Bohrloche unter Mithinzutritt einer Beugung desselben, dem Fortschritte der Arbeit peremptorisch Grenzen setzte.

---

[1]) Man vergleiche die auf pag. 186 [22] dieser Mittheilungen angefügte Note.

Diese keineswegs, wie vermuthet, auf Dynamismus gespannter Kohlenwasserstoff- oder sonstiger Gase zurückzuführende Erscheinung ist von gleicher Natur wie diejenige, welche zur Zeit meiner Anwesenheit auf den Halbinseln Kertsch und Taman im Jahre 1866 amerikanische, mit allen Mitteln versehene Unternehmer nöthigte, das Tiefbohren nach artesisch springenden Naphtaquellen daselbst ein für alle Mal und zwar schon in 400 Fuss bereits überstiegener Tiefe, in einem dem apscheron'schen sehr ähnlichen Terrain aufzugeben. Bei den Versuchsbohrungen auf Naphta, welche innerhalb der Vorberge des nordwestlichen Kaukasus-Abhanges vor einigen Jahren durch den Bergingenieur F. v. Koschkul geleitet wurden und bis zu Tiefen von 800 Fuss niedergingen, sind derartige Erscheinungen sich in Bewegung setzender Tiefschichten nicht vorgekommen, durch welche der grössere Theil der, auf Apscheron von aralo-kaspischen Schichten übergreifend bedeckten Flyschbildungen der kaukasischen Halbinseln unter den Begriff des sog. schwimmenden Gebirges tritt. Diese Bodenunterschiede deuten auf eine Differenzirung in den tektonischen Verhältnissen des zu dem kaukasischen Gebirgsganzen gehörenden alttertiären, mit dem naphtaführenden der Karpathen äquivalenten Terrains, je nachdem dasselbe die seitlichen, theils nordwestlich, theils ostwestlich orientirten Vorketten des Kaukasus bildet, oder wie es auf Apscheron der Fall ist, in einer breiten, die Hauptachse des Gebirges aufnehmenden Zone den südlichen Abschluss desselben physikalisch-geographisch vermittelt. In dem ersten Falle drückt sich eine einfache, meist einseitig nach NO geneigte Lagerung der Schichten schon in der äusseren Plastik der Gegend aus; in dem zweiten tritt ein mehr complicirtes Oberflächenverhältniss mit dem Grundcharakter stark undulirender Plateauformen von geringer absoluter Erhebung mit starken Störungen der subterranen Lagerung in Verbindung, welche wegen selten vorhandener natürlicher Profile mehr aus den Registern zahlreicher Bohrungen als direct zu erschliessen sind. Wenn man die stufenförmig ausgebildeten Gebirgsglieder des Abhanges des einseitig gegen Süden abgesunkenen, gewissermaassen in der Depression des kaspischen Meerbassins aufgehenden südöstlichen Kaukasusendes in das Auge fasst und wahrnimmt, wie diese parallel hinter einander aufsteigenden, langgedehnten Abfallsstufen das niedere Uebergangsterrain zur Ebene wie Wellen vor sich herschieben, so stellt sich namentlich von einem der Gipfel innerhalb der Centralkette gesehen, augenblicklich eine bestimmte Vorstellung von der systematischen Tektonik der gesammten Senkungsregion ein. Diese Vorstellung erkennt in der Centralregion der stärksten Druckwirkung des abgesunkenen kaukasischen Südabhanges am Fusse der Steilabstürze des 11.000 Fuss hohen Babadag, dessen Gipfelpartie aus nahe horizontalen Alberesekalkschichten gebildet wird, den Ausgangspunkt eines Systems von Längenfaltungen, von welchen ein Theil, in etwas mehr südwestlicher Richtung schwach radial ausstrahlt, der andere aber der kaukasischen Hauptachse parallel über die Halbinsel Apscheron sich hinweg erstreckt.

Man darf am Fusse des Babadag den Ausgangspunkt einer breiten Zone von subterranen, einander sehr genäherten Falten annehmen, auf welcher das undulirende Naphtafeld von Balachany, und zwar sehr wahrscheinlich im Schaarungspunkte der kaukasischen Gebirgsachse

mit einer, in der Plastik der ganzen Halbinsel sich deutlich ausprägenden Dislocations- oder Bruchlinie aus SSW-NNO eintritt, deren grosse Bedeutung für die allgemeine Orographie des Kaukasus hier nur angedeutet werden kann. Auf Grund dieser Voraussetzungen ist es möglich, die schwer zu deutenden Erscheinungen, welche auf dem Gebiete der Naphtagewinnung von Apscheron die absolute und relative Vertheilung des Bitumen in verschiedenen Tiefen, ebenso wie die grosse Verschiedenheit der scheinbar nur vom Zufall abhängigen Bohrungserfolge betreffen, in ihrem gegenseitigen Zusammenhange verständlicher aufzufassen.

Mit der Annahme eines bis zu grossen Tiefen hinabreichenden Systems von Parallelfaltungen, wird auch die Vorstellung als nahe liegend zulässig, dass durch concave, nach unten geschlossene Faltenscheitel, die in den verschiedensten Niveaus auftreten können, Bedingungen für das Vorhandensein, durch Spalten theilweise mit einander in Verbindung stehender Reservoire gegeben sind, in welchen die unter enormem Gasdrucke stehenden, langsam, aber continuirlich aus der Tiefe herbeigeführten Naphtamengen sich aufzuspeichern vermögen; befähigt, in Folge einer zufällig an geeigneter Stelle durch Bohrung bewirkten Verbindung des Inneren des Faltensystems mit der Atmosphäre, durch Gasdruck getrieben, an die Oberfläche zu gelangen. Für den Grad der praktischen Erfolge solcher Bohrungen werden besonders drei Modalitäten des subterranen Schichtenbaues massgebend sein, deren Vorhandensein die Idee einer Terrainfaltung, wie die angedeutete, zur nothwendigen Forderung macht. Der Bohrer durchsetzt in seinem Niedergange entweder (*a*) die Schichtenfolge des convexen oder (*b*) diejenige des concaven Faltenscheitels, oder (*c*) er dringt in den Complex sehr steil gestellter Schichten ein, der sich aus dem Zusammentreten der seitlichen Flügel zweier dicht aneinander gepresster, unter der elastischen Druckwirkung hoch gespannter Gase befindlicher Faltungen componirt. Theoretisch am wahrscheinlichsten mögte der grössere Bohrungserfolg mit dem Falle *b* verbunden sein, während der Fall *c* jedenfalls die am wenigsten günstigen Bedingungen darbieten und eben derjenige sein dürfte, der den ausserordentlichen Widerstand des durch Seitendruck emporgetriebenen Grundterrains in dem Bohrloche in ähnlicher Weise herbeiführt, wie das eventuelle Steigen der Stollenböden in Flötzrevieren erfolgt.

Zur wissenschaftlichen Unterstützung der hier vorgetragenen Ansichten verdienen die weiter folgenden Thatsachen in nähere Betrachtung gezogen zu werden.

Ueberall, wo auf Apscheron freiwilliges Hervortreten von Naphta in flüssiger oder verdickter Form, unmittelbar aus dem alttertiären Terrain stattfindet, und das Vorhandensein von grösseren Ansammlungen des Bitumens in der Tiefe erfahrungsmässig wahrscheinlich gemacht ist, zeigt sich das geschichtete Terrain in Form einer elliptischen, meistens flachen Wölbung, die entweder geschlossen, oder in der Richtung ihrer Längenachse antiklinal geöffnet ist. In häufig vorkommenden Fällen einer stärkeren orographischen Individualisirung zeigen sich dergleichen Bodenintumescenzen zu denjenigen isolirten kegelförmigen Hügeln ausgebildet, die für das baku'sche Gebiet bis nach Sallian hinab eine so charakteristische Bedeutung haben. In ihrem öfteren dichten Aneinander-

schliessen als gewölbte partiell unterbrochene Bergrücken, im Sinne und in der Richtung der vorhin angedeuteten südwestlich orientirten Faltungslinien, deren Ausgangspunkt in der Absinkungsregion des Babadag liegt, sieht man sie zu der systematischen Reliefgestaltung insbesondere des Baku benachbarten südwestlichen Küstengebietes wesentlich beitragen. Diese Hügel, welche, wenn sie isolirt sind, so überraschend die Formen vulkanischer Eruptionskegel aus jüngerer Zeit imitiren und die in einem Toragai und Kissilketschi aus der, um wenige Meter das Meerniveau übersteigenden Ebene, selbst zu absoluten Höhen von 1400 Fuss emporragen [1]), sind in ihrer frühesten Anlage augenscheinlich unter dem Einflusse einer horizontal wirkenden, faltenden Kraft auf die tertiären Fundamentalschichten entstanden.

Nur das genaue Studium der inneren Structur solcher Gebilde konnte die Bestätigung dieser folgenreichen Sätze gewähren. Wegen Mangels an geeigneten natürlichen Profilen sind die örtlichen Verhältnisse in der kaspischen Region gerade solchen Untersuchungen wenig günstig. Dagegen bietet die nördlich kaukasische, ostwestlich orientirte Halbinsel von Taman an den Steilabstürzen ihrer 30 Kilometer langen Südküste die vortrefflichsten Durchschnitte einer Reihe derartiger orographischer Formen dar, welche nach natürlichen Profilen die Tektonik derselben in allen Theilen vollständig zu studiren erlauben. Das ausgezeichnetste, typisch zu nennende Beispiel des gefalteten Schichtenbaues bietet das grösste und umfangreichste Glied dieser Reihe, in dem sog. Seljonnaja gora am südwestlichen Ende der Halbinsel dar. [2]) Der Berg ist dem scharfen Plateaurande der flachen Halbinsel unmittelbar aufgesetzt. Das Relief desselben realisirt morphologisch genau den Begriff eines elliptischen Erhebungsthales mit flachem, geschlossenem Ringwalle von 434 Fuss absoluter Höhe und einer centralen domartigen Anschwellung von gleicher Höhe. Auf dem steilen Küstenabhange, der das Bergsystem seiner Mitte nahe durchquert, realisirt sich auf das vollständigste im verjüngten Massstabe die Grundidee eines jener complicirten Faltensysteme, wie sie aus den geotektonischen Studien der grossen alpinen Gebirgssysteme, geometrisch deducirt, in so zahlreichen Beispielen entwickelt sind. Von vier, den Bau des Berges bedingenden Faltungen passen sich die beiden äussersten, in ihrer antiklinalen Stellung mit 2 Kilometer Spannung im Durchschnitt hervortretend, den beiden Scheiteln des Ringwalles an. Die mediane Hauptfalte, die grösste und breiteste von allen, entspricht einer centralen Wölbung, und die vierte intermediäre, mit einer Verwerfungsspalte verbundene Faltung fällt mit einem inneren schluchtförmigen Aufriss des Systems zusammen, der mit der longitudinalen Achse desselben parallel geht. Das tiefste Glied des tertiären Formationsganzen, durch die centrale Faltung emporgedrängt, erscheint durch das Zurücksinken des Scheitels derselben in äusserst geknickte und durcheinander

---

[1]) Ueber eine im kaspischen Meere erschienene Insel, nebst Beiträgen zur Kenntniss der Schlammvulkane, nebst 4 Tafeln. St. Petersburg 1863, p. 26.

[2]) Karten und Profile zur Geologie der Halbinseln von Kertsch und Taman, Taf. II und III, als Beitrag für die Abhandlung: „Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman“ nebst drei Tafeln. Memoiren der k. Akad. d. Wiss. zu St. Petersburg, VII. Serie, Tome IX, Nr. 4, p. 5 u. 6.

geworfene Falten gebracht. Ja, selbst der Fall der Faltenüberschiebung bis zur widersinnigen Lagerung stellt sich in dem Profile des Seljonnaja gora ein und zwar prägt er sich durch Umlegung des westlichen Faltungsflügels, mit der Zugabe scharfer knieförmiger Biegung der obersten schieferigen, mit festen kalkigen Schiefermergeln wechselnden Schichten auf das Deutlichste auf die Länge von einem halben Kilometer aus. In dem Complexe der dunklen sandigen Schiefer der zurückgesunkenen centralen Falte, finden Ansammlungen einer specifisch schweren, schwarzen Naphta statt, welche durch zahlreiche schachtförmige Schöpföffnungen, die auf verschiedenen Höhenstufen des Steilabhanges angefahren sind, eine schwache Gewinnung des Bitumens seitens der benachbarten Stanizenbewohner vermitteln. In der Physik dieses Berges, die der Wiederaufnahme des aus der Wissenschaft verbannten Wortbegriffes des Erhebungskraters in geläuterter Weise in der That das Wort redet, findet die in dem Vorhergegangenen vertretene Vorstellung von dem inneren Bau der apscheron'schen Naphtazone principiell eine unverkennbare Bestätigung.

In östlicher Fortsetzung des südlichen Küstenabsturzes der Halbinsel Taman wiederholen sich die angegebenen Strukturverhältnisse des Seljonnaja gora, auf einer Distanz von 18 Kilometern, in fast gleichen Intervallen noch zweimal. Der östlich zunächst liegende Fall bezieht sich auf den Naphtaberg Pekla von 322 Fuss absoluter Höhe. Derselbe stellt in seinem Relief am oberen Steppenrande nur eine einfache Gewölbfaltung mit wellenförmig erfolgtem Zurücksinken dar, ohne die geringste Andeutung eines den Berg umschliessenden Ringwalles. Das dritte, östlich gelegene, zwar kleinere, aber nicht minder scharf ausgebildete Faltungssystem ist nur durch eine mässige Bodenanschwellung auf der Plateaufläche angedeutet und konnte sein ebenfalls nur einseitiges und zurückgesunkenes Faltenverhältniss allein durch Erosionswirkung des Meeres zur Anschauung kommen. Jedenfalls ist der noch immer herrschende Sprachgebrauch als mangelhaft zu bezeichnen, nach welchem das, willkürlicher Auslegung anheimgefallene Wort Schlammvulkan, ohne Unterschied auf jede Bergform der angeführten Gattung, ja selbst auf den winzigsten Hügel angewendet zu werden pflegt, sobald nur das Vorhandensein von Naphta an seinem Gipfel sich bemerkbar macht, oder aus demselben mehr oder minder thermale, aus mechanischen Reibungs- und Auflösungsproducten thoniger Massen subterran gebildete, lavenartig fliessende Magmen, unter Mitwirkung von brennbarem Gas hervordringen, dessen trügerisch pseudovulkanischer Charakter nur ausnahmsweise in paroxismatischen Entbindungsprocessen, durch elektrische Selbstentzündung im Augenblicke des Austritts an die Atmosphäre, sich geltend macht.

Die theoretische Auffassung, welche die ganze Physik des Naphtagebietes des südlichen Kaukasusendes, insbesondere auf der Halbinsel Apscheron, in die engste genetische Beziehung zu dem angenommenen, vom Fusse des Babadag ausgehenden Faltensysteme, und damit auch zu den abysso-dynamischen Agentien stellt, die bei der Entstehung des gesammten kaukasischen Gebirges überhaupt thätig waren, gewinnt eine fernere Bestätigung durch die Thatsachen, welche die denkwürdige Expedition des Capitän Iwaschinzof zur Erforschung der physi-

kalisch-geographischen Natur des kaspischen Meeres, wie des Bodens der Küste und der Inselbildungen dieser grossen Senkungsregion des asiatischen Welttheils klar gestellt hat.[1]) Indem ich auf speciellere Ausführungen verweise, die in meiner citirten Schrift, über das Erscheinen der Insel Kumani, in der angedeuteten Beziehung enthalten sind, berühre ich hier nur die geologische Bedeutung jenes flachen submarinen Höhenzuges, der den Raum zwischen der Halbinsel Apscheron und der Insel Tscheleken, der Achsenrichtung des kaukasischen Gebirges conform durchsetzt und mit zunehmender Verflachung gegen Ost, in den Rand einer submarinen Plateaustufe übergeht, die mit der Basis der genannten Insel zusammenfällt. Bis zur Entfernung von 80 Seemeilen von Tscheleken gipfelt dieser Bergrücken in einer mittleren Tiefe von 240 Fuss; dann zeigt er eine tiefe Einsenkung mit dem Charakter eines breiten Querthales, dessen absolute Tiefe, 40 Seemeilen von Apscheron, 924 Fuss beträgt. Zwei ungleiche Tiefenregionen des kaspischen Meeres, eine südliche mit der Maximaltiefe von 3612 englischen Fussen und eine nördliche mit der von 2947′ werden durch jenes Diaphragma geschieden. Schon in 30 Seemeilen östlicher Entfernung von dem Ende der Halbinsel Apscheron nähert sich der Flachrücken, aus mittlerer Tiefe von 150 Fuss allmählig ansteigend der Meeresoberfläche, bis zum Erscheinen eines kleinen Archipels von Felsbänken, die auf einem Flächenraume von etwa 650 Quadratfaden vertheilt sind, innerhalb welches zwei unter sich parallele 50 Fuss breite Zonen von langgestreckten Klippen von 12 Fuss Höhe über das Meeresniveau aufragen. Dieselben bestehen, eines Theils aus krystallinischem Silikatgestein, welches mit dem an der Ostküste des krasnowodskischen Meerbusens anstehenden identisch zu sein scheint und anderen Theils aus einem grauen von erhärtetem Bitumen durchzogenen Flysch-Sandstein. In dem gesammten Umkreise des kleinen Archipels entsteigen dem Meeresgrunde sehr starke Kohlenwasserstoffgarben, und zugleich ist die Wasseroberfläche mit weisser Naphta bedeckt.

Auch in der geodätischen Orientirung dieser parallelen Riffe drückt sich die mittlere Kaukasusrichtung von O. 27° S. in scharfer Weise aus. Ein anderes für die Geologie des kaspischen Meeres wichtiges Sondirungsergebniss des Meerbodens ist der Beweis, dass an mehreren Punkten desselben fortdauernde Niveauveränderungen des Meergrundes, in Begleitung von pseudovulcanischen Emanations- und Bildungsprocessen vor sich gehen.

In diese Kategorie gehören, in Tiefen von 175—240 Fuss in horizontaler und verticaler Richtung stattfindende Formen- und Dimensionsveränderungen von kraterförmigen Vertiefungen, wie auch Aus- und Umbildungen kegelförmiger Protuberanzen von 72 bis 137 F. Höhe, die sich innerhalb dreijähriger Beobachtungsfrist, theils bis zur Nähe der Wasserfläche erhoben, theils Erniedrigungen von 50 bis 90 Fuss erlitten. Ebenso wurden local aufwirbelnde Schlammemissionen, unter Gasausströmung aus schlundartigen Vertiefungen und seitliche Ausbreitung derselben nach entfernten Räumen erkannt.

---

[1]) Karte des kaspischen Meeres nach den Untersuchungen der von dem Flottencapitän Iwaschinzof befehligten Expedition, mit den Zugaben der Vermessungen des Lieutenants Ulsky. 1863 Petersburg.

Die Schwankungen verschiedener Ordnung, welchen das Niveau des Kaspischen Meeres, besonders aus allgemein meteorologisch-klimatischen Gründen unterworfen ist, machen es sehr schwierig, diejenigen Effecte messend zu isoliren und zu bestimmen, welche durch unzweifelhaft fortwährend stattfindende partielle Bodenbewegungen auf das Uferniveau ausgeübt werden. Der sicherste Beweis für die Existenz und Verbreitung solcher Bodenschwankungen ergiebt sich aus der Vollendung des Ueberganges der früheren Halbinsel Tscheleken in die jetzige Inselnatur, innerhalb einer Periode, in welcher ein fortschreitendes säkulares Sinken des kaspischen Meerniveaus, im Laufe von 50 Jahren, im Gegentheil eine Steigerung der Halbinselnatur hätte zur Folge haben müssen. [1])

Mit Rücksicht auf die langsam vor sich gehenden Bewegungen, deren Schauplatz die Tiefen- und Uferregion des mittleren Theiles des Kaspischen Meeres ist, gewinnt ein anscheinend belangloses physikalisches Ereigniss eine höhere geologische Bedeutung, welches sich im Jahre 1874 innerhalb der Bucht von Baku zuerst zutrug und in bei weitem verstärkten Grade im April des vergangenen Jahres auf das Neue in die Erscheinung getreten ist. Dem Wortlaute erhaltener Mittheilungen aus Tiflis zu Folge, welche die Nummern 77 und 88 der daselbst erscheinenden Zeitung Kawkas bestätigen, bildete sich in geringer südlicher Entfernung von der Stadt Baku, ohne vorhergegangene Andeutung irgend einer Art, längs des westlichen, also rechten Uferrandes des Golfs, auf dem Wege nach dem kleinen Vorgebirge Bayl, auf dem sich das Flotten-Arsenal befindet, eine länglich elliptische Bodenerhebung mit wellenförmiger Oberfläche von 500 Fuss Länge, welche tiefe Querrisse durchsetzen. In Folge dieser Erscheinung wurde das Meer bis auf 50 Fuss zurückgedrängt und ein schwarzer Lehm blossgelegt, der eine grosse Aehnlichkeit mit demjenigen zeigt, den man in bedeutender Tiefe aus den Naphtabohrlöchern erhält. In kurzer Zeit war die ganze Wegstrecke bis zur Landspitze von Bayl auf eine Länge von 1400 Fuss, 12 Fuss über das Meeresniveau emporgeschwollen. Gleichzeitig hatte sich der ganze dem Meere zugewendte Steilabfall eines, der erhobenen Strecke nahen und mit ihrer Längenachse parallelen Bergzuges auf eine beträchtliche Länge, stellenweise um eine Arschine und selbst bis 20 Fuss gesenkt und zwar unter Ausbildung derartiger grosser Spalten, dass man den Boden derselben von oben nicht sehen konnte.

Die Anschwellung dauerte unter Erweiterung der Spalten, sowohl in der Breite wie in der Länge noch längere Zeit langsam fort. Wahrscheinlich ist es, dass ein, gleichfalls in jener Zeit gemeldeter Schlammausbruch mit Feuererscheinung auf der 54 Kilometer südlich entfernten Insel Loss, mit dem Erhebungsphänomene bei Baku synchronisch gewesen ist.

Niemand wird bezweifeln wollen, dass die nächste Veranlassung zu dieser Erhebung der Küstenstrecke durch den Seitendruck des herabsinkenden Steilabhanges des kleinen Höhenzuges gegeben worden ist. Wenn man aber bedenkt, dass diese, in jüngster Zeit so auffallend sich wieder-

[1]) Ueber die Insel Kumani l. c. pg. 70—71.

holenden Dislocationsfälle sich auf grosse integrirende Theile des, einem gemeinsamem Mittelpunkte zugeneigten Formationsganzen beziehen, dessen Schichten in umlaufender Lagerung die hemisphärische Umwallung des Golfs von Baku bilden, so erscheint die tiefere primäre Ursache dieser Erscheinung in demselben subterranen Dynamismus begründet, dessen theoretische Voraussetzung die Grundlage aller vorhergegangenen Betrachtungen bildet. In diesem Sinne ist es keineswegs bedeutungslos, dass ein Parallelismus zwischen der emporgedrängten Küstenstrecke und der Längenrichtung des synklinalen Thales von Bybeibat stattfindet, welches gleich hinter der abgesunkenen Terrainstufe eintretend, einem breiten Wallgraben vergleichbar, von dem steil nach Innen abstürzenden mehr als 400 Fuss hohen Westflügel der bakuschen Golfumwallung überragt wird. Erfolgreiche Bohrungen auf Naphta wurden auf dem Boden dieses Senkungs-Thales angestellt, an dessen Ausgange sich die bereits früher erwähnte Terrainwölbung von Bayl mit ihren reichen Naphtabrunnen in das Meer hinaus erstreckt. Auch schliesst sich diesen Parallelen auf der Ostseite, sehr nahe eine dritte an, auf welcher in 3 Kilometer südlicher Entfernung von der gehobenen Küstenstrecke eine Quellengruppe gigantischer Kohlenwasserstoff-Ausströmungen auf dem 20 Fuss tiefen Meeresboden liegt. Am nördlichen Ende derselben Linie dem Anfangspunkte der Stranderhebung gegenüber, ragen die Ruinen des seltsamen Caravanseraigebäudes aus dem daselbst nur zehn Fuss tiefen Meere hervor, die an den Serapis-Tempel in der Bucht von Bajä und an die ferne Zeit erinnern, wo die heutige Sage von einer ehemaligen Verbindung des östlichen Flügels der Golfumwallung von Baku mit der Insel Nargin, historische Thatsache war.[1])

Schlamm- und Gasausbrüche mit Feuererscheinung, wie auch die Erdbeben sind innerhalb der ganzen centralen kaspischen Region, mit Einschluss des südöstlichen gesunkenen Kaukasusendes, als unter sich verbundene Erscheinungen bekannt. Man darf sie vielleicht am richtigsten als die gewaltsam gesteigerten Wiederherstellungsprocesse gestörten Gleichgewichtes innerhalb gefalteter durch Seitendruck in sich zusammengesunkener, ursprünglich horizontaler Schichtenmassen deuten, deren Wiederstandsfähigkeit fortdauernd durch locale, histologisch und hylologisch umgestaltende Einflüsse gestört wird.

Diese Vorstellung auf solche Tiefenregionen des kaukasischen Naphtagebietes angewendet, wo flüssige und elastische Stoffe die jenen Gesteinsveränderungen wesentlich förderlich sind, dem Austritt an die Atmosphäre continuirlich zudrängen, macht es verständlich, dass vermehrte Tiefbohrungen daselbst, progressiv zunehmende Störungen eines als äusserst labil anzunehmenden Gleichgewichts in dem Complexe der, unter enormem Drucke befindlichen gefalteten Massen veranlassen können. Langsam fortschreitende subterrane Terrainverschiebungen werden die Folge sein, die einen verändernden Einfluss auf Form und Lage naphtaführender Räume und mit denselben in anastomosirender Verbindung zu denkender Canäle ausüben. Von dem Standpunkte solcher Auffassung, würde auch die Vermuthung berechtigt erscheinen,

---

[1]) l. c. Bericht über die Insel Kumani l. c. pag. 62 und Karte Tab. IV.

dass die jüngst im Inneren des Golfs von Baku beobachteten Senkungs- und Verschiebungsphänomene wohl im Zusammenhange mit subterranen, durch die angedeuteten Gründe veranlassten und auf weite Entfernung fortgeleiteten Massenbewegungen stehen könnten.

Die Eigenthümlichkeit der Erscheinungsformen unter welchen die Naphta in den kaukasischen Gebieten stellenweise in so merkwürdige Verbindung mit pseudovulcanischen Phänomenen an die Oberfläche tritt, wie dies in gleicher Weise noch nirgends wiedergefunden worden, giebt derselben, nach meinem Dafürhalten, eine besondere gewissermassen physiologische Bedeutung und zwar in dem Sinne derjenigen Vorstellung von der Entstehungsweise der Naphta, welche den Gedanken an die Herkunft der Kohlenwasserstoffverbindungen in Gasform wie in fester und flüssiger Gestalt, aus präexistirenden in neptunischen Schichten der Erdtiefe vorhandenen pflanzlichen oder thierischen Stoffen durchaus abweist. Diese zuerst angenommene organische Hypothese verlor den lange behaupteten Vorzug vor der zweiten anorganischen, welche die Entstehung der Naphta in tellurischen Tiefen in Anspruch nimmt, mit dem Wanken der Vorstellung, als deute das Auftreten der Naphta und des festen Bitumen in den Schichten verschiedener Formationen auf stattgehabte, stets unter sich identisch gewesene Zersetzungsprocesse pflanzlicher Reste, die während der Dauer der entsprechenden geologischen Perioden in sehr verschiedener Weise zur Ablagerung kamen.

Nicht die geologische Stellung der Formation, sondern die physikalische Natur ihrer Schichten zeigte sich maassgebend für die localen Ansammlungen und die Vertheilungsarten des sichtlich, überall aus viel tieferen Regionen als die des Ablagerungsortes, stets auf Spalten emporgedrungenen Bitumen.

An die längst bekannte Thatsache des Naphtahervordringens aus den krystallinischen Schiefern der Küstengebirge von Venezuela, hat sich in neuerer Zeit die Entdeckung von Hunt geschlossen, dass die Naphta in Canada auch aus den tiefsten Silurschichten aufsteigt. Ebenso ist die oft beanspruchte Idee, dass die aus den Tiefen der Devonformation in Pensylvanien hervordringende Naphta, ursprünglich als ein Ausscheidungsproduct aus den Kohlenfeldern der überlagernden Carbonformation, durch Vermittlung vorausgesetzter Verbindungskanäle zu den Hohlräumen der unteren devonischen Sandsteine gelange, durch den Umstand vollkommen wiederlegt worden, dass in den für jede Flüssigkeit undurchdringlichen Thonen, welche die Schichten der Devon- und Carbon-Periode absolut von einander trennen, auch nicht die geringste Spur von dergleichen theoretisch supponirten Zuleitungscanälen hat nachgewiesen werden können.

In diesen Umständen möchten wohl die Hauptgründe zu finden sein, welche den Glauben an die Naphtaentstehung auf organischem Wege in Nord-Amerika stark erschüttert haben. Die jedenfalls zu stark betonte Entdeckung von Kohlenspuren im unteren Silur durch Hunt stehen, ebenso wie die sporadisch vorkommenden Graphitmassen, in noch älteren Schichten, in einem quantitativ zu grossem Missverhältnisse zu der Masse des vorhandenen Bitumens, um rationell in eine genetische Beziehung zu diesem gebracht werden zu können.

Der praktische Sinn der Amerikaner wandte sich vielleicht schon deshalb mehr der Hypothese der anorganischen Entstehung der Naphta zu, weil diese genetische Frage, einmal dem Ideenkreise des tieferen Zusammenhanges sich gegenseitig bedingender Naturerscheinungen zugeführt, bald Wahrnehmungen hervortreten liess, welche dem Auffinden von Naphtabohrquellen praktisch verwerthbare Anhaltspunkte darboten, die von dem Standpunkte der organischen Hypothese erwartet, aber nicht zu finden gewesen waren.

Indem die Aufmerksamkeit der amerikanischen Naphtaindustriellen sich mehr auf das topische Verhalten der linearen naphtareichen Zonen zu der Nähe der Bergketten der Allegany zu richten begann, wurde der Parallelismus in das Auge gefasst, der zwischen jenen Zonen und der Längenrichtung der Bergzüge stattfindet und als ein die Bohrunternehmungen sicher leitendes Princip dergestalt erforscht und anerkannt, dass den Angaben Mendelejefs zu Folge, bei den Amerikanern sich die naive Vorstellung von unterirdischen den Bergzügen parallelen Naphtaflüssen und von Seen ausgebildet hat, in welche sich jene Flüsse ergiessen.

Demzufolge findet sich in der Vorrede eines Werkes von Rigley, in Betracht der constanten Aneinanderreihung der Naphtavorkommnisse in graden Linien längs der Alleganys die frappante Idee ausgesprochen: fast könne es so scheinen, als habe die Natur die graden Linien zu Gunsten des Naphtaerscheinens an den Biegungsstellen der im Uebrigen nahezu gradlinig fortziehenden Bergketten unterbrochen, wodurch der Erfolg der Bohrungen in Pensylvanien im hohen Grade wahrscheinlich sei.

Mendelejef macht hiezu die interessante Bemerkung, dass die Allegany in Beziehung auf die Vertheilung ihrer Naphtabezirke, sich ganz ähnlich verhalten, wie die Kaukasusketten zu derjenigen bei Baku, im kubanischen Kreise, wie überhaupt zu allen anderen im Umkreise des Gebirges vorhandenen Naphtalocalitäten.

Mendelejef, der in seinem Werke nicht verhehlt, dass er früher ein entschiedener Anhänger der organischen Naphtahypothese gewesen, hat durch seine Studien in Amerika und im Kaukasus bewogen, die Ansicht von der Entstehung des Bitumen auf unorganischem Wege aus ähnlichen Gründen in seine Ueberzeugung aufgenommen, die mich schon seit zwanzig Jahren bestimmten, sie zu der meinigen zu machen.

Mit aller Achtung für die Gründe, welche zur Zeit noch andere, von mir hochgestellte Forscher bestimmen, ihren Glauben an die allgemeine Gültigkeit der organischen Naphtaentstehung nicht aufzugeben, schliesse ich mich doch der Ansicht Mendelejefs von der wissenschaftlichen Nothwendigkeit an, ausgehend von den auf eigenen Beobachtungsgebieten gewonnenen Erfahrungen und Thatsachen, auf deductivem Wege dahin zu streben, eine den geologischen und physikalischen Anforderungen entsprechende Erklärung für die Entstehung des Bitumens in den plutonischen Tiefenregionen zu finden.

Natürlich wird dieselbe stets den Charakter der Hypothese behalten, aber sie kann befähigt werden, den angenäherten Werth eines Naturgesetzes zu erreichen, wenn sie im Stande ist alle auf den ver-

schiedenen Beobachtungsfeldern vorkommenden Erscheinungen ungezwungen zu erläutern.

Meinerseits kann ich für einen solchen Zweck nur den geringen Beitrag meiner längst gewonnenen Ueberzeugung liefern, der zu Folge ich in der Naphta das alleinige Verdichtungsproduct aus der plutonischen Tiefe empordringender Kohlenwasserstoffgase annehme.

Den ersten Schritt zu einer wissenschaftlich begründeten Erklärung der Naphtaentstehung auf anorganischem Wege hat Mendelejef in seinem schon angeführtem in russischer Sprache verfasstem Werke gemacht und glaube ich durch die hier noch anzuschliessende Uebertragung des die Genesis des Bitumen im Erdinneren behandelnden Abschnittes, den deutschen Fachgenossen einen willkommenen Dienst zu leisten.

Als entschiedener Plutonist entwickelt Mendelejef seine selbstständige Theorie von dem Standpunkte der Erdbildungshypothese von Laplace, unter Mitberücksichtigung aller Fortschritte, welche die Lehre von den Dämpfen und Gasen durch Dalton, Avogardo, Gerard, St. Claire Deville und kürzlich durch Mendelejef selbst[1]) gemacht hat.

In meiner Uebersetzung des Entwickelungsganges der Argumentationen, in welchen die Hypothese Mendelejefs ihren streng begründeten Ausdruck findet, vermeide ich aus selbstverständlichen Gründen jede Abkürzung und Satzumformung, die sich mit Rücksicht auf den engeren Leserkreis eines so speciellen Abschnittes, aus einem für das grössere Publikum berechnetem und abgefasstem Werke, sonst vielleicht empfohlen haben würde.

„Laplace nimmt ein chaotisches Beieinandersein mit hoher Temperatur versehener Elemente an. Der erste Act der Erdbildung war die Ringform, der damaligen Oberfläche der Sonne genähert, ähnlich der wie sie heute den Saturn umgebend gesehen wird. Hierauf folgte Umgestaltung zu einer Kugel. Die Dimensionen derselben waren grösser als die der Erde. Die Temperatur sehr hoch; Alle Elemente befanden sich in Dampfzustand und getrennt unter sich. Häufig ist die Vorstellung, dass das Ganze ein blosses Chaos war, welches sich sehr allmählich abkühlte und dass erst dann Ordnung, chemische Verbindung und Vertheilung nach der Festigkeit eintrat, als die Verdichtung begann.

Diese Meinung ist irrig. Die Lehre von den Dämpfen und Gasen hat sich in unserer Zeit dergestalt ausgebildet, dass man sich nunmehr eine klare Vorstellung von der Vertheilung machen kann, in welcher zu jener Zeit schon die dampfförmigen, jetzt die Erde zusammensetzenden Elemente sich befanden. Insofern gerade dieser Theil der Auseinandersetzung eine wichtige Bedeutung für die weitere Entwickelung des Gegenstandes hat, liegt es mir ob, hier auf einige noch wenig verbreitete Sätze aufmerksam zu machen und zwar in möglichster Kürze, vom Hauptgegenstande getrennt.

Verstehe man unter A und a die Dichtigkeit zweier Dämpfe oder Gase in ihrem Verhältnisse zum Wasserstoff. Diese Grössen bleiben so gut wie unveränderlich bei allen nur möglichen Spannungen der

---

[1]) Mendelejef über die Elasticität der Dämpfe. Petersburg, pag. 9.

Schwere, des Druckes und der Temperaturen im gasförmigen oder dampfförmigen Zustande.

Diese Eigenschaft der Gase bleibt auch da dieselbe, wo das mariottische Gesetz auf letztere keine exacte Anwendung findet. Es ergiebt sich dieser Schluss aus den Versuchen über die Pulver- und andere stark verdichtete Gase, welche eine völlig gleiche Zusammendrückbarkeit der verschiedensten Dämpfe und Gase ergeben, wenn sie sich auch weit von dem mariottischen Gesetze entfernen. [1]) Hieraus folgt, dass wir nach Maassgabe derjenigen Dichtigkeiten, die mit Anwendung der gewöhnlichen Mittel von den Dämpfen und Gasen zu erkennen sind, ein sicheres Urtheil über die relative (aber nicht die absolute) Dichtigkeit derselben bei hohen Druckzuständen zu gewinnen vermögen. Als aber die irdischen Elemente alle in Dampfform sich befanden, übertraf der Druck, unter dem sich ein grosser Theil ihrer Massen befand, in unvergleichlicher Weise den heute uns erreichbaren Druck.

Wenn man sogar nur sämmtliches Wasser, was sich auf der Erde befindet, im dampfförmigen Zustand annimmt, so würde der Druck der Atmosphäre auch damals sehr gross gewesen sein, und wenn man sich ferner denkt, dass nur ein Theil der Stoffe, welche heute die feste Erdmasse bilden, sich zu festem Zustande verdichtet hatte, ein grosser Theil aber noch im Dampfzustande verblieb, so war auch alsdann der Druck in den niederen Schichten der Atmosphäre ein enormer und musste um sehr viele Male den heute herrschenden Druck der Atmosphäre nahe der Erdoberfläche übertreffen. Auch war die Höhe der Atmosphäre damals unvergleichlich höher als die heutige.

Welches war also damals die Vertheilung der Elemente in der Erdatmosphäre? Diese Frage beantwortet das von Dalton gegebene Gesetz [2]) über die Vermischung der Dämpfe und Gase und die Kenntniss der Temperatur in verschiedenen Höhen. Dalton zeigt, dass ein jedes Gas oder jeder Dampf, in seiner Vermischung mit anderen sich im gegebenen Raume ebenso vertheilt, als wenn er allein vorhanden wäre. Hieraus folgt unzweifelhaft, dass in den hohen Schichten der Atmosphäre Gase vorherrschen müssen, deren Dichte (a) gering und in den niedrigen Schichten solche, deren Dichte A gross ist. — Andererseits, von dem Centrum zur Oberfläche emporsteigend, nimmt der Druck ab; die Gase und Dämpfe dehnen sich aus und die Folge ist Abkühlung. [3]) So herrscht auch auf hohen Bergen, wie unter dem Aequator ewiger Schnee. Die Abkühlung der Dämpfe

---

[1]) Mendelejef l. c. T. I., pag. 9.

[2]) Man bezeichnet dieses Gesetz auch wohl als das des partiellen Druckes. Diejenigen Consequenzen dieses Gesetzes, welche sich auf den hier in Betrachtung kommenden Fall der Vertheilung der Dämpfe und Gase in den verschiedenen Schichten der Atmosphäre beziehen, finden sich entwickelt in meinem Werke, Ueber das barometrische Messen und über Anwendung desselben auf Höhenbestimmung. Petersburg 1876, pag. 46—52.

[3]) In verschiedenen Abhandlungen, die sich im Journale der russischen chemischen Gesellschaft vom Jahre 1876, in der Bibliotheque universelle Genève und in den comptes rendus von 1876 finden, habe ich alle vorhandenen Angaben über die Temperatur der verschiedenen Luftschichten angeführt und mich bemüht, eine Theorie des Gegenstandes zu geben. Man könnte sich versucht sehen, dieselbe auch auf die früheren Perioden der Erde anzuwenden.

zieht ihre Verdichtung bis zu flüssigem und festem Zustande nach sich. Die Wasserdämpfe, leichter als die Luft, müssten nach dem Dalton-schen Gesetz in den oberen Regionen der Atmosphäre über der eigentlichen Luft vorherrschen. Doch fehlen sie daselbst vollständig. Es hängt dies von dem Verdichtungsvermögen der Dämpfe ab. So verhielt es sich natürlich immer, das heisst an den Grenzen der Atmosphäre herrscht Kälte und es waren daselbst stets Wolken verschiedener Elemente vorhanden. Wass sich nun auf die Veränderungen des physikalischen Zustandes bezieht, dasselbe findet, nach den vortrefflichen Entwickelungen von Henri St. Claire Deville in seiner Lehre von der Dissociation, eine ähnliche Anwendung auf die Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung. Mit der Abkühlung beginnt auch die chemische Verbinduug. So lange die Temperatur noch eine hohe ist, bleibt der chemische Process dem Centrum fern, aber an der Oberfläche tritt seine Wirkung ein. Auch die Metalle, indem sie sich mit dem Sauerstoff verbanden, gaben hier Oxyde, die in der Regel weniger flüchtig sind als die Metalle selbst. Wie der Regen und der Schnee aus den Höhen der Atmosphäre niederfallen und sich ausbreitend zu bestimmten Tiefen dringen, so häuften sich auch an der Oberfläche des Planeten diejenigen Stoffe an, deren Dämpfe geringe specifische Dichtigkeit besitzen und selbst hier, wo damals die ersten Verbindungen vor sich gingen, erfolgten sie doch noch unter dem Einflusse allgemein herrschender Erhitzung. [1])

Im Inneren herrschten Elemente vor, deren Dampfdichte eine sehr grosse ist, aber es fand noch keine Vereinigung statt. Aus diesen Sätzen folgt in Uebereinstimmung mit dem Vorhergegangenen insbesondere, dass im Mittelpunkte der Erde sich einfache Körper von grosser Dampfdichte, also die Elemente mit hohem Atomen- und grossem specifischem Gewichte ansammelten.

Im abstracten Sinne muss die Möglichkeit solcher Temperaturen zugelassen werden, bei welchen alle chemisch zusammengesetzten Theilchen auseinandertreten und sich dergestalt vereinfachen, dass Atom und Molekül gleichbedeutend geworden sind. Aber so wie deshalb, dem Gesetze Avogardos und Gerards gemäss, die Dichte dem Molekülgewichte, oder wie hier dem Atomgewicht proportional ist, so sammelten sich im Inneren der Erde die Elemente mit grossen und an der Oberfläche diejenigen mit kleinen Atomgewichten. Ein Theil der ersten blieb aber an der Oberfläche und umgekehrt ein Theil der leichten Elemente nahe dem Mittelpunkte zurück, allein die relativen oder die vorherrschenden Mengen, wurden durch die Gewichte der Atome bestimmt. In Uebereinstimmung hiemit haben an der heutigen Erdoberfläche die leichten Elemente, mit Einschluss des Calciums von

---

[1]) Eine gewisse Art von Bestätigung dieses Verhältnisses finden wir in der mittleren Dichtigkeit des Mondes, welche nahe an 3, d. h. der Dichtigkeit der Elemente an der Oberfläche der Erde gleichwerthig ist. Nach der Vorstellung von Laplace ist der Mond als in derselben Weise aus den Stoffen der Erde gebildet zu betrachten, wie die Erde aus der Sonne, d. h. wohlverstanden aus den Elementen der Erdoberfläche, aber nicht aus dem Gesammtmaterial, welches die Masse der Erdkugel zusammensetzt. Die Gebirgsarten der Erdoberfläche haben in der That eine 3 genäherte Dichtigkeit, aber die Elemente, die das Erdinnere bilden, sind sehr viel schwerer.

40 die Oberhand. Diese Elemente sind: Kohlenstoff, Stickstoff, Sauerstoff, Natrium; Magnium, Aluminium, Silicium, Phosphor, Schwefel, Chlor, Kalium, Calcium, deren Atomgewichte zwischen 1 und 40 liegen.

Diese Elemente, zur Verdichtung und zu flüssigem oder festem Zustand gelangt, wenn sie sich auch zur möglichst innigen Vereinigung aneinanderfügen, sind nicht im Stande einen einzigen Körper hervorzubringen, dessen Dichtigkeit im Vergleich zum Wasser grösser wäre als vier. Die Mehrzahl der von ihnen dargestellten Verbindungen hat eine noch geringere Dichte als $2^1/_2$ Mal diejenige des Wassers. — Die mittlere Dichtigkeit der Erde übertrifft aber, nach den Beobachtungen und Versuchen von Maskelyne, Cavendish, Bail, Reich und Korn, die Wasserdichte wenigstens 5 Mal. — Folglich sind schon hiernach die Körper welche schwerer sind als die der Oberfläche im Innern der Erde zu suchen. — Aber diese, wie es sich aus der directen Beobachtung ergibt, finden sich nur unter den Elementen von hohem Atomgewicht. Dieses letzte Beobachtungsresultat stimmt mit der Vorstellung über die Natur der Kräfte überein, welche zwischen den Atomen herrschen. Nunmehr entsteht die Frage.

Welches sind die Elemente von hohem Atomengewicht, die man als in besonders grosser Menge im Innern der Erde vorhanden annehmen darf? Die Antwort ergiebt sich wie folgt. Vor Allem muss man die im Innern vorherrschenden Elemente auch in einiger Menge an der Erdoberfläche voraussetzen dürfen, denn obschon das Dalton'sche Gesetz auch die Anwesenheit der verschiedenen Elemente im Centrum und an der Oberfläche der gasförmigen Massen fordert, so weist es doch nur darauf hin, dass sich in der Tiefe Elemente der Oberfläche und an der Oberfläche die der Tiefe finden müssen. Deshalb müssen aber auch Elemente des Erdinnern in beträchtlicher Menge in der Sonnenatmosphäre vorhanden sein, wenn die Erde aus dieser hervorgegangen ist. Eine Durchmusterung aller Elemente ergiebt, dass von allen das Eisen allein den vorangedeuteten Bedingungen entspricht. Man denke sich eine Kugel ähnlich der Erdkugel und nehme an, dass in ihrem Innern das Eisen vorherrscht, dessen Dichte wie bekannt mehr als 7 ist und dass an der Oberfläche sich nur Bestandtheile finden, deren Dichte weniger als 3, wie das in Wirklichkeit von der Erdoberfläche der Fall ist; ferner sei vorausgesetzt, dass ein Theil dieser Oberflächenelemente dem Kugelinnern beigemengt ist, so wird die Gesammtdichtigkeit der Kugel im Mittel nahe 5 anzunehmen sein [1]). Unter den Elementen der Sonnenatmosphäre findet sich das Eisen offenbar in grosser Menge, denn sonst würden die Spectrallinien demselben nicht so deutlich entsprechen, wie es in der That der Fall ist, und doch ist das Eisen in der Sonnenkugel, wahrscheinlich zum grösseren Theil in flüssigen Zustand übergegangen — nur ein Theil ist in der Dampfhülle zurückgeblieben.

---

[1]) Die Dichtigkeit der Sonne zu der Zeit, als sich die Elemente, welche die Bildung der Erde veranlassten, von ihr trennten, war verschwindend klein. Damals war der Diameter der Sonne nahe demjenigen der Erdbahn. Seitdem kühlte sich die Sonne ab und verdichtete sich aber nicht so stark wie die Erde, die 325.000mal weniger Masse hat als die Sonne. Zuerst war die Dichte der Erde gering. Heute ist sie für die Erde nahe 5, für die Sonne aber nahe $1^1/_2$ im Verhältniss zur Dichtigkeit des Wassers.

Gewiss ist es aber, dass die Gesammtmasse des Eisens in dem Sonnensysteme eine ganz enorme sein muss. Ueber das Eisen verbreitet sich auch die Lehre von Kirchhof und Tomson in Betreff der übereinstimmenden Frauenhofer'schen Linien des Sonnenspectrums mit den Spectern der Elemente.

So kann denn die Gegenwart des Eisens in der Sonne in grossen Massen durchaus keinem Zweifel unterliegen.

In welchem Zustande soll man sich nun zur Entscheidung unserer Frage die Eisenmasse des Erdinnern vorstellen? Es ist in der That nicht möglich, heute zu irgend einer befriedigenden Lösung der Frage auf deductivem Wege zu gelangen, weil das Eisen sich mit vielen Elementen zu verbinden vermag, die in der Erdmasse enthalten sind und um zu wissen, wie und mit welchen es sich verbindet, müsste man die relativen Massen des Eisens selbst, wie der anderen Elemente kennen, mit welchen es sich in inniger Berührung befindet. So z. B. finden sich im Hochofen Sauertoff, Kohlenstoff, Stickstoff, Calcium, Silicium etc. zusammen; man erhält aber Gusseisen, d. h. vorzugsweise Kohleneisen und Schlacke, die vorzüglich Silicium, Calcium und Sauerstoff enthält, d. h. Elemente von der Natur derer, welche die Hauptmasse der Erdoberfläche bilden. Aber dieselben Elemente können kein Gusseisen liefern, wenn Sauerstoff im Ueberschuss vorhanden und wenn Silicium und Calcium fehlen, welche Sauerstoff aufnehmen und die Verbindung desselben mit dem Eisen verhindern. Demzufolge handelt es sich hier um die Frage nach der relativen Menge, deren Lösung auf deductivem Wege schwer ist. — Setzen wir den Fall, dass aus den Dämpfen des Erdinnern gewisse Elemente nebst deren Verbindungen sich zu flüssigem und festem Zustande verdichten, so wird das Product ihrer chemischen Verbindung weniger von der Qualität der einzelnen einfachen Stoffe, als vielmehr von den Elementen abhängig sein, die sich zugleich mit ausscheiden, sowie von der Quantität der verschiedenen Stoffe, die sich bei der Abkühlung in gemeinschaftlicher Berührung befinden. Die Kohle, noch weniger flüssig als das Eisen, musste sich folglich auch früher verdichten als dieses. [1]) Findet die Kohle aber Sauerstoff, so vereinigt sie sich mit ihm und gibt gasförmige aber keine festen Körper. Wenn sich Eisen und Kohle mit Sauerstoff bei hoher Temperatur zusammenfinden, so wird es von der relativen Menge des Sauerstoffes abhängen, ob das Eisen vollständig oder ob nur ein Theil davon Verbindung eingeht. Ist Sauerstoff nur wenig, aber Kohle und Eisen in Menge vorhanden, so wird der sämmtliche Sauerstoff sich vorzugsweise

---

[1]) Die Kohle geht bei der höchsten Temperatur, die wir hervorzubringen vermögen, in Dampf über, ist jedoch im Vergleich mit den anderen Körpern der am wenigsten flüchtige. Die specifische Dichte ihrer Dämpfe (siehe Journal der russischen chemischen Gesellschaft 1870 p. 28) ist für eine ausserordentlich hohe zu halten, wie sie einem zusammengesetzten Molekül entspricht. Deshalb mussten auch die Dämpfe des Kohlenstoffs zu einer bestimmten Erkaltungszeit der Erde in viel grösserer Menge dem Mittelpunkt genähert vorhanden sein als nach der Oberfläche hin. Ich erinnere hier an die Thatsache der Beobachtung von Deville, der zeigte, dass die Kohlensäure, also die Verbindung des Kohlenstoffs mit dem Sauerstoff bei sehr hoher Temperatur sich zerlegt. Aus alledem folgt, dass das Eisen so wie auch die Kohle in den Tiefen der Erde im überwiegenden Verhältniss zum Sauerstoff vorhanden sein und sich gegenseitig vereinigen können.

mit dem Kohlenstoff vereinigen; dagegen bleibt das Eisen aber frei oder es tritt in Verbindung mit dem Kohlenstoff. Es vereinigt sich alsdann auch wohl mit anderen vorkommenden Elementen und kann beim Erkalten auch mechanisch fremdartige Beimengungen aufnehmen. In den inneren Regionen der Erde ist auf jeden Fall und war zu allen Zeiten nur wenig Sauerstoff vorhanden [1]), denn Atom und Molekulargewicht desselben sind nicht gross, folglich gilt dasselbe auch von der Dichtigkeit und eine Verdichtung bis zur Flüssigkeit durch Druck findet nicht statt. [2])

Uebrigens darf aus dem Umstande, dass der Sauerstoff an der Oberfläche der Erde sich in Menge frei findet und Sauerstoffverbindungen daselbst vorherrschen, durchaus nicht gefolgert werden, dass er sich auch überall in der Erdmasse frei befinden müsse. Wenn wir somit Gusseisen oder sonst ein Eisen mit Schlacke, d. h. mit flüssigen Oxyden bedeckt darstellen, so wird dem Sauerstoff der Oberfläche die Möglichkeit benommen, bis zum Eisen zu gelangen. Es ist mit einem Worte möglich zuzugeben, dass das Erdinnere Eisen enthält, wenngleich zum Theil im nichtoxydirten Zustande und in Verbindung mit Kohlenstoff. Und nun lässt sich die Herkunft der Naphta aus den Erdtiefen sehr leicht erklären. Bevor jedoch der Gegenstand bis dahin vorschreitet, ist es nöthig noch einen Punkt in Mitbetrachtung zu ziehen, der für die Bekräftigung alles Vorhergegangenen sehr wichtig ist, und dieser betrifft die Meteoriten, jene Glieder des Sonnensystems, welche wie die Erde uranfänglich aus der Sonnenmasse hervorgegangen sind. Mit diesen Fragmenten, in welchen wir sehr wahrscheinlich die äusseren oder die inneren Trümmer irgend eines Asteroiden oder Planeten aus den cosmischen Räumen empfangen, verhält es sich gerade so wie mit der Erde. Das Wesen ist hier wie dort dasselbe, wenn die Richtigkeit der oben auseinandergesetzten Hypothese zugegeben wird. Es gibt aber unter den Meteoriten viele, wenngleich nicht gerade in der Mehrzahl, welche Eisen enthalten. Bekannt sind solche, die Kohleneisen einschliessen.

Bisweilen erscheint das Metall in denselben mit steinig schlakenförmigen oxydirten Bestandtheilen, nach Art der festen Gebirgsarten auf der Erdoberfläche gemengt. Aber, was für uns das wichtigste ist, dem Meteoreisen findet sich der Kohlenstoff etwa so beigemengt wie im Gusseisen. Ein Theil davon befindet sich in mechanischem Verbande mit demselben. Dieser Kohlenstoffantheil nebst anderen Beimengungen, der schwerer als das Eisen schmilzt, stellt die Wittmanstedtischen Figuren dar, welche man bei der Behandlung des Eisens mit Säure erhält, der andere Theil ist chemisch mit dem Eisen verbunden.

Ferner ist es heut bewiesen, dass sich auch in den Basalten immer Eisen befindet, welches das Kupfer aus den Lösungen zu fällen vermag. Nur weiss man nicht ob es (und das ist wenig wahrscheinlich) als Kohleneisen oder als freies Eisen zu beanspruchen ist. Alle Basalte, wie auch die Laven sind aus dem Erdinnern hervorgebrochen. Es ergriff der Basalt aber Theile des im Erdinnern befindlichen Eisens und bethätigt auf diese Weise die Aehnlichkeit des letzteren mit dem Meteor-

[1]) Es ist dies die wichtigste Grundvorstellung, welche für das Wesen der ganzen Frage von entschiedener Bedeutung ist.

[2]) Die Erfahrungen der neuesten Zeit haben diese Ansicht berichtigt.

eisen. Was die Meteoriten betrifft, so sind in denselben das Eisen und die steinigen Stoffe häufiger in verschiedenen Verhältnissen enthalten.

Das aber ist keine Abstraction, sondern Wirklichkeit. Und so behaupten wir es nicht nur als möglich, sondern als vollkommen begründet, dass im Erdinnern Kohleneisen, oder directer und allgemeiner gefasst, Kohlenmetalle enthalten sind.

Jetzt können wir zur Erläuterung der Naphtabildung in den Tiefen der Erde, in den Spalten am Fusse der Gebirge übergehen. Stellen wir uns nach der gewöhnlichen Annahme vor, dass die feste, im Vergleiche zum Erdhalbmesser dünne Erdkruste, in ihrem Innern unterhalb der erhärteten Schaale, weiche und flüssige Massen und gemengt mit ihnen auch Kohlenmetalle umschliesst. In Folge der Abkühlung oder durch eine andere Veranlassung bildeten sich Spalten, welche das Hervortreten von Bergketten vermitteln; gehobene Erdmassen sanken zurück und am Fusse der Bergzüge entstanden Terrainbrüche oder es fand wenigstens eine Schwächung des Zusammenhanges, eine Auflockerung statt, womit Spalten leicht in Zusammenhang treten. An solcher aufgelockerten Oertlichkeit kann nun das Wasser Zutritt finden und zu der Tiefe der Erde gelangen, wo ihm die Möglichkeit geboten ist, bis zu den angehäuften Kohlenmetallen vorzudringen. [1]) Wir wissen was in diesem Falle geschehen muss; das Eisen oder ein anderes Metall giebt mit dem Sauerstoff des Wassers ein Oxyd; der Wasserstoff tritt auseinander; zum Theil wird er frei, zum Theil verbindet er sich mit dem Kohlenstoff, das heisst, der mit dem Metall in Verbindung gewesene Kohlenstoff liefert den Kohlenwasserstoff als eine flüchtige Verbindung, nämlich die Naphta.

Das flüssige Wasser zu den glühenden Massen dringend, gibt Dampf ab. — Ein Theil dieser Dämpfe entweicht auf dem Wege der Spalten und führt die Dämpfe der gebildeten Kohlenwasserstoffgase mit sich empor. Indem sie sich abkühlen, scheiden sie sich ab und die verdichteten Kohlenwasserstoffverbindungen sammeln sich in den Schichten vorzugsweise an, deren physikalische Natur die Aufnahme des Bitumen am meisten begünstigt.

Von welcher Natur werden nun die so erzeugten Kohlenwasserstoffgasse sein? Aller Wahrscheinlichkeit nach gerade die, welche der Naphta entsprechen. — Weisses Gusseisen, mit Säuren behandelt, gibt wirklich auch andere, weniger Wasserstoff enthaltende Kohlenwasserstoffe ab, allein solche unbestimmte Kohlenwasserstoffe, wenn sie sich bei der Erglühung bildeten, würden unter Mitwirken des Wasserstoffs und bei hohem Druck — den man in der Tiefe als einen jede Vorstellung übertreffenden annehmen darf — nach Berthelet in der That, schliesslich der Naphta naheverwandte Kohlenwasserstoffe hervorbringen. [2])

[1]) Man braucht diesen Wasserzutritt in keine grösseren Tiefen zu verlegen als bis zu dem glühenden Gemenge des Kohleneisens mit Gesteinen und bis zu den erwähnten Basalten.

[2]) Daubrée (comptes rendus t. 74—1541,75—240) fand in einem Meteorit bis zu 30% chemisch gebundenes Eisen, 3 Theile gebundenen Kohlenstoff, 40 Theile freies Eisen und 1½ Theile freien Kohlenstoff. In einem anderen Meteorit fanden sich sogar 3·6% gebundener Kohlenstoff. In dem bekannten grönländischen Meteorit fand Nordenschild (Berichte der deutschen chemischen Gesellschaft 1871, 988) in einem Stücke 10% Kohlenstoff und organische Materie. Dieser Meteorit gibt beim

Resumiren wir alles Vorhergegangene noch einmal kurz, so wurde davon ausgegangen, dass die Naphta nicht eine Entstehung auf organischem Wege haben kann; dann schien es nöthig nach einer anderen Erklärung für die Herkunft der Naphta sich umzusehen. Sie begann damit: die Bedingungen der Oertlichkeiten der Naphtaquellen in Erwägung zu ziehen, die Anwesenheit von Kohlenmetallen im Erdinnern vorauszusetzen und alsdann den Hinzutritt des Wassers durch Spalten und die Wirkung desselben auf Kohlenmetalle nach Art des Gusseisens anzunehmen. Das System der Welt von Laplace, die Berücksichtigung der Meteoriten und die für die Gase und Dämpfe gefundenen Gesetze trugen wesentlich zur Aufstellung dieser mineralischen Hypothese der Naphtabildung bei. Wenn es mir gelingt eine andere besser entsprechende Hypothese über die Naphtaentstehung zu entwickeln, auch dann werde ich vollständig befriedigt sein. Nöthig war es für jetzt irgend einen Anfang zur Bearbeitung dieser Frage zu machen."

So weit Mendelejef — in wortgetreuer Uebertragung, soweit eine solche mit Rücksicht auf die das Verständniss erschwerende Individualität der etwas schwerfälligen Fassung des russischen Originals thunlich war.

Der Werth der Mendelejef'schen Hypothese, von ihrem Urheber selbst nur als ein erster Versuch zur Emancipation von einem ihm allzu zweifelhaft gewordenem Dogma bezeichnet, liegt unverkennbar in der logisch durchgeführten Zurückführung der Genesis des Bitumens überhaupt, auf eine einheitliche Grundursache, die als Glied in dem Ganzen systematisch zusammenhängender Naturerscheinungen eine berechtigte Stellung einnimmt. Gerade in dieser Beziehung schliesst sich die über die ganze Erde verbreitete, als Naphta gekennzeichnete Kohlenwasserstoff-Verbindung ebenfalls in ihrer einheitlichen, chemisch physikalischen Natur jener Grundursache befriedigend an. Die anorganische oder vielleicht noch besser als die mineralische zu bezeichnende Hypothese, stellt sich der organischen schon deshalb principiell vortheilhaft gegenüber, als dieselbe auf so vielen, geognostisch verschiedenen Gebieten des Naphta-Vorkommens genöthigt ist, Vorstellungen zu vertreten, die, unvermeidlich dem Kreise des Willkürlichen anheim fallend, selbst die Frage über das wie? der Ausscheidung stets ein und desselben Substrats aus organischen Stoffen der verschiedenartigsten Natur und Herkunft, als unlösbares Problem zurücklassen müssen.

Man beruft sich, in dieser Beziehung den Werth der Analogie doch wohl überschätzend, nur zu häufig auf das, wenn gleich nur selten vorkommende Erscheinen des Bitumens, wie überhaupt des Kohlenwasserstoffs im Schoosse von Steinkohlenlagern, so wie auf

---

Glühen 100 Vol. Gase von harzigem Geruch ab. (Jahresbericht für Chemie 1871—1240). In einem anderen Stücke fanden sich 2,3 Kohlenstoff. Es sind dies genau geprüfte Thatsachen.

Es verdient ausserdem noch die Einwirkung des Wassers und der Säure auf diejenigen krystallinischen manganhaltigen Gusseisen eine weitergehende Aufmerksamkeit, in welchen es vor einiger Zeit gelang 9—10% Kohlenstoff in chemischer Verbindung einzuführen, wie ich durch Tschernof, dem bekannten Metallurg bei dem Obuchof'schen Gussstahlwerke erfahre. Durch die Gefälligkeit des Directors jenes Werkes, H. Kolokolzof erhielt ich dergleichen Gusseisen. Mit Säuren behandelt gab dasselbe Gase und Flüssigkeiten mit einem deutlichen Geruch von Naphta aus.

die Ausschwitzungen desselben in Brandschiefern. Gerade in diesen Umständen sucht die Ansicht von der organischen Naphta-Entstehung die stärksten beweisenden Argumente für die Aufrechthaltung ihrer Hypothese, kraft welcher sie nicht nur die allerdings zahlreichen fossilen Algenreste, z. B. in der an Schieferthonen und Conglomerat reichen Chemung-Gruppe in Nordamerika, sondern auch die verschwindenden Andeutungen von Meerespflanzen in den tiefsten, von Naphta erfüllten Spalten durchzogenen Silurschichten, mit nur äusserst seltenen Spuren der Form und der wirklichen früheren Existenz dieser organischen Gebilde als unwiderlegliche Beweise für den principiellen Satz betrachtet, dass, weil flüssige und gasförmige Kohlwasserstoffgase in der Nähe und im Innern von Steinkohlenlagern gefunden werden, die über der Chemung-Gruppe liegen, es auch nothwendig pflanzliche Reste gewesen sein müssen, von welchen überhaupt Naphta, Asphalt, Bergwachs etc. ausgingen. Die sich aufdrängende Frage, wie und wo die, nach der Abscheidung der flüchtigen Elemente doch nothwendig übrig gebliebenen festen Stoffe des Pflanzengerüstes verschwunden und geblieben sein mögen, welche angesichts der enormen, seit undenklichen Zeiten sich fast allerorts unerschöpfbar zeigenden flüssigen Bitumen-Quellen, in entsprechenden quantitativen Verhältnissen, als irgendwo vorhanden und in ihrer geognostischen Bedeutung längst erkannt und nachgewiesen zu glauben sind, ist selten und stets unbefriedigend berührt worden.

Gewiss ist es der Ort, hier daran zu erinnern, dass mit den zahlreichen Kohlenlagern, die in Amerika, England und auf dem europäischem Continent den verschiedensten Formationen angehören, Naphta und mit derselben verwandte, gewöhnlich harz- oder wachsartige Kohlenwasserstoff-Verbindungen, nur selten vorkommen, und dass selbst da, wo flüssiges Bitumen mit den Schichten der Steinkohlen-Formation zusammen erscheint, der unbedenkliche Schluss, dass sich das Petroleum daselbst auf primärer Lagerstätte befinde, ein verfrühter sein kann. Aus dem interessanten Werke von Höfer, welches das 8. Heft des Berichtes über die Weltausstellung in Philadelphia 1876 bildet, entnehme ich in dieser Beziehung das Folgende p. 57.

„Auf der Chemung-Gruppe lagert im östlich gelegenen Alleggany-Gebirge ein rother Sandstein, dem Catskill zugezählt, welcher jedoch in der Oelregion bereits ausgekeilt ist. In letzterer ist die Chemung-Gruppe direct vom Subcarbon überlagert, welches aus braunen und schwarzen, an Fucoiden reichen Schiefern, untergeordnet auch aus Sandstein und Kalkbänken besteht. In dieser Schichtengruppe kommen an einigen Stellen Pennsylvaniens unbedeutende Kohlenflötzchen vor. Letztere gelangen doch erst zu einer wirthschaftlichen Bedeutung in der darauf folgenden productiven Steinkohlen-Formation, wie sich dies in dem Fig. 2 gegebenen Durchschnitte zwischen der Oelregion und Pittsburgh durch zwei ausgezeichnete Kohlenflötze markirt findet.

Aus dem Profile geht deutlich hervor, dass die Oelschichten Canadas andere und zwar tiefer und älter sind als jene Pennsylvaniens, und dass beide Niveaus durch bituminöse Schiefer von einander getrennt sind. Aus der gegebenen Darstellung ist ferner zu entnehmen, dass die Bohrlöcher der unteren Oelregion Pennsylvaniens zwar in der productiven Steinkohlenformation angesetzt werden, jedoch diese und das

Subcarbon durchsinken müssen, bis sie auf die ölführenden Schichten der devonen Chemung-Gruppe treffen.

Wenn wir somit hören, dass diese Schächte Kohlenflötze durchsunken haben, so sei ergänzend bemerkt, dass die letzteren nur in den Gliedern der Steinkohlen-Formation auftreten, von da ab tiefer, also in den eigentlichen, im Devon liegenden Oelschichten, jedoch absolut fehlen." So weit die Darstellung Höfer's.

Von dem Standpunkte der Mendelejef'schen Hypothese betrachtet, scheint es mir, dass der Antagonismus, der zwischen der organischen und der unorganischen Naphta-Entstehungs-Hypothese besteht, eines Ausgleiches fähig wäre, und möchte es sich dabei in ähnlicher Weise wie mit dem alten Streite zwischen Neptunismus und Plutonismus verhalten, zu dessen versöhnlicher Beilegung die Fortschritte auf dem Gebiete des physikalisch-chemischen Theiles der Wissenschaft so wesentlich beigetragen haben.

Kehren wir noch einmal zu der wichtigen Bedeutung der topischen Differenzirung sämmtlicher Elemente unseres aus der Sonnenatmosphäre abgeleiteten tellurischen Systems zurück, d. h. in solche Elemente, die vorzugsweise der Atmosphäre, wie der terrestrischen Oberfläche und deren festem Boden angehören, und in solche, die, zur Bildung des tieferen Erdinnern sich verdichtend, zusammentraten.

Der grösste Theil des überhaupt vorhandenen Sauerstoffes in chemischer Verbindung mit dem wohl ausschliesslich der äusseren Hülle des Planeten zugefallenen Wasserstoff, sondert sich als flüssiges Ausscheidungsproduct, als Wasser, von der Atmosphäre.

Der geringere Theil des in der letzteren verbliebenen Sauerstoffs, in mechanischer Mengung mit dem bei Weitem überwiegenden Stickstoff und der geringen Menge des der Ausscheidung und frühen Verdichtung in der Centralregion des Erdinnern entgangenen Kohlenstoffs, beherrscht die untere und mittlere Region der Atmosphäre. Der Wasserstoff allein nimmt unbestrittenen Besitz von den obersten Räumen an der Grenze des Luftkreises und des kosmischen Aethers. Durch den Impuls der vom Lichte geförderten organischen Lebensthätigkeit wird unter Hinzutritt oxydirter metallischer Elemente der Kohlenstoff zur engsten Verbindung mit den in der Atmosphäre zurückgebliebenen Elementen des Wassers zur Erzeugnng der Pflanzenwelt und durch Mitaufnahme des Sticksfoffs zu der der Thierwelt disponirt.

Als Zersetzungsprodukt abgestorbener, in den Schichten, zumal aus paläozoischer Zeit, successiv begrabener Vegetabilien vermag der Kohlenstoff, mit Wasserstoff chemisch verbunden, allerdings mitunter in der Form von Bitumen und Naphta in der Tiefe ausgeschieden, sich auf das neue dem organischen Kreislauf darzubieten.

Dagegen dringen Sauerstoff und Wasserstoff als Wasser von der Erdoberfläche ab auf Spalten zu der hoch erhitzten Tiefenregion und setzen den daselbst mit Metallen verbundenen Kohlenstoff vermöge der auf Wahlverwandtschaft der Elemente begründeten Wasserzersetzung in Freiheit. Eisenoxyd und Kohlenwasserstoff werden gebildet. Als Verdichtungsproduct dringt der letztere in der Modalität der Naphta durch Gas- und Wasserdampfdruck getrieben, bis an die Oberfläche. Hier kann das anorganisch entstandene Bitumen, wie dies für Nord-

amerika als möglich gezeigt worden, mit dem in Substanz und Natur ihm ganz identischen, aber organisch entstandenem Petroleum sogar zusammentreffen und in unmittelbarer Nähe desselben aufgefunden werden.

Ein anderes gasförmiges Zerlegungsproduct aus organischen Stoffen, die chemische Verbindung von Kohlenstoff und Sauerstoff, tritt als Kohlensäure überall in den Kreis unserer Beobachtung. Die Betrachtung der so ungemein verbreiteten enormen Ausströmungen ganz desselben Gases an der Erdoberfläche aus terrestrischen Tiefen, welches auch den mit der Naphta empordringenden Kohlenwasserstoffgasen in wechselnden Verhältnissen bekanntlich stets beigemengt ist, scheint noch Niemand bewogen zu haben, Vorstellungen über die Entstehung der Kohlensäure mit begrabenen vorweltlichen Organismen in Verbindung zu bringen.

Dem regen Interesse, welches Herr Nobel in Baku der wissenschaftlichen Seite seiner industriellen Unternehmungen zuwendet, sowie der Bereitwilligkeit, womit der Genannte meinem Wunsche entgegengekommen, von dem thermalen Wasser eine Probe zu erhalten, welches die aus dem Bohrloche auf Tscheleken artesisch aufsteigende Naphta begleitet, verdanke ich die Zusendung einer Flasche von dieser Flüssigkeit, die mir in verlötheter Blechkapsel einem Kistchen eingefügt, von Baku vor einiger Zeit zugekommen ist.

Durch die Freundlichkeit des Professor Ludwig hierselbst wurde eine genaue Analyse dieses Wassers in seinem Laboratorium veranlasst, und ist dieselbe von der bewährten Hand des Dr. Plohn ausgeführt worden. Die Untersuchung hat nicht, wie vermuthet wurde, ein schwach salziges Wasser von der Art der gewöhnlich die Naphta begleitenden Flüssigkeit, sondern eine sehr starke Salzsoole ergeben, welche, der Verdunstung überlassen, bald ein starkes Haufwerk von Chlornatrium-Krystallen, gemengt mit wasserhellen prismatischen Chlorcalcium-Krystallen absetzt.

Die Flüssigkeit in der Flasche war bis auf kleine Wölkchen von beigemengtem bituminösen Stoff völlig klar und zeigte bei 14° R. das specifische Gewicht von 1·165.

Zur Trockniss abgedampft und lange anhaltender Erhitzung von 110° C. ausgesetzt, wurde von 100 Cubik-Centimeter ein fester Rückstand von 28·02 Grm. erhalten.

	In 100 Cub.-Cent. der Soole fanden sich	Procente des Rückstandes
Chlorcalcium	6·23	22·23
Chlormagnesium	1·10	3·92
Chlornatrium	19·405	69·25
Chlorkalium	0·275	0·97

Brom-, Jod- und Borsäure waren in deutlichen Reactionen nachweisbar, konnten aber wegen unzureichender Menge des Materials nicht quantitativ bestimmt werden. Die Gegenwart von Lithion wurde spectral-analytisch festgestellt. Schwefelsäure fehlte absolut.

Wenn auch die Erbohrung einer heissen Springquelle auf Tscheleken kaum befremden kann, insofern an verschiedenen Stellen der Insel heisse, etwas schwefelhaltige Quellen von 30—40° C. am Fusse und im Innern einer tertiären, hemisphärisch disponirten Hügelgruppe hervorbrechen, so gewinnt doch diese starke Therme sowohl durch die

Stärke und die Eigenthümlichkeit ihrer Mineralisirung, insbesondere aber durch die Beziehungen eine vielseitige Bedeutung, in welche sie zu den sie begleitenden Naphtamassen tritt.

Von Seiten der chemischen Zusammensetzung zeigt das salzreiche Thermalwasser aus dem Bohrloche von Tscheleken eine nahe Verwandtschaft mit den schwachen thermalen Salzsoolen, welche innerhalb der westlichen Küstenregion der Südhälfte des kaspischen Meeres von mir beobachtet und untersucht worden sind. [1])

Die eine dieser Soolen tritt in zahlreichen kleinen Quellen aus eisenschüssigen, von NNO-SSW streichenden sandigen bunten Mergeln auf dem flachen Boden der Thalebene von Jassamal, nördlich von der hemisphärischen Umwallung des Golfs von Baku hervor. Die andere entströmt in grosser Fülle in geringer Entfernung vom Meeresufer, einem ähnlichen Untergrunde, 58 Kilometer südlich von Baku bei Boje Promisl, ohnweit der Kura-Mündung.

Ein drittes Vorkommen einer weniger concentrirten Soole bildet ein lineares System von etwas schwefelhaltigen, salzigen Thermen, die in der Nähe von Sallian, längs den emporgehobenen Rändern eisenhaltiger Mergel und Sandsteinschichten hervortreten. Das beachtenswertheste Glied dieser Reihe ist ein Schlammpfuhl von 40 Fuss im Durchmesser, dessen salziges, von naphtareichem Schaum bedecktes schlammiges Wasser von Gasblasen heftig durchströmt wird und einem unregelmässigem periodischem Steigen und Fallen unterliegt. Das Thermometer, tief in die Schlammflüssigkeit gesenkt, zeigte bei dem ersten Besuche im Spätherbst 34° R.; bei einem zweiten, mehrere Jahre später, im Juli, zwei Monate nach dem starken Erdbeben von Schemacha, 1859, 26·5° R. Die heilkräftigen Wirkungen dieser, Baba sanan [2]) genannten Schlammwasser stehen bei den Bewohnern der Gegend in hohem Ansehen. Die Temperatur der Soolquellen von Boje Promisl ist constant 22·4° R.

Den Vergleich der drei stärksten der hier genannten Soolen am West- und Ost-Ufer des kaspischen Meeres vermittelt die folgende Tabelle, mit Uebergehung der oben angegebenen, nur qualitativ ermittelten minimalen Bestandtheile.

	Jassamal	Bolje Promisl	Tscheleken
Specifisches Gewicht.	1·158	1·144	1·163
Bestandtheile des Salzes in 100 Theilen	19·62	18·30	
Chlorcalcium	11·20	17·93	22·23
Chlormagnium	5·49	6·33	3·92
Chlornatrium	78·04	72·11	69·25
Chlorkalium	3·96	3·05	0·97
Schwefelsaurer Kalk	0·19	0·11	0·00

Durch den überwiegenden Chlorcalcium-Gehalt unterscheidet sich die Soole von Tscheleken nicht allein von den beiden anderen, sondern sie übertrifft in sehr beachtenswerther Weise, von Seiten der quantitativen Beimengung dieses Bestandtheils, alle bekannten Soolen und sonstigen natürlichen Salzauflösungen, selbst diejenige des todten Meeres, und zwar die letztere um 9 Procent.

[1]) Ueber eine im kaspischen Meere erschienene Insel l. c. p. 75.
[2]) l. c. p. 49.

Eine tiefere und weittragende Bedeutung gibt der Bohrsoole von Tscheleken aber der Umstand, dass sie absolut frei von schwefelsaurem Salze ist. — Jeder Gedanke an einen möglichen Zutritt des kaspischen Meerwassers (dasselbe enthält bekanntlich 24·11° schwefelsaure Magnesia bei 64·35° Chlornatrium im trockenen Salze) zu dem Wärmeherde, welcher der kaspischen Tiefregion überhaupt ihre thermische Natur verleiht, scheint hierdurch abgewiesen und die Frage nach der muthmaaslichen Herkunft des heissen Wassers in derselben tritt zunächst in den Vordergrund der Betrachtung. Die Lage der, einen wahren Naphtastrom thermal ergiessenden Bohrquelle auf Tscheleken, auf der vielbesprochenen Achsenlinie des Kaukasus, sowie diejenige der thermalen Salzquellen von Boje Promisl und Jassamal auf parallelen antiklinalen Bruchlinien in der Richtung von NNO-SSW, sind geologische Thatsachen, die in ihrer tektonischen Bedeutung für die apscheron'sche Halbinsel und das kaukasische Gebirge überhaupt schon früher in Anspruch genommen wurden. Es liegt nahe, sämmtliche besprochenen Umstände auf die Vorstellung zu übertragen, nach welcher tellurische Wasser aus grossen geothermischen Tiefen in Dampfform aufsteigen, in höheren Regionen verdichtet sich ansammeln und auf ein tertiäres Steinsalzlager auflösend wirken. Kohlenwasserstoffgase — die Möglichkeit ihrer Entstehung auf anorganischem Wege zugegeben — bedingen in gleicher Weise, als Condensationsproduct das Petroleum und von der secundär gebildeten Steinsalzlösung getragen, gelangt die Naphta unter dem Drucke der nicht zur Verdichtung gelangten Dämpfe und Gase auf natürlichem Wege oder durch künstliche Bodenöffnung vermittelt, in den Bereich der Atmosphäre.

Nachschrift.

Es dürfte hier noch die Mittheilung an ihrem Platze sein, dass kurz vor dem Correcturabschlusse der vorstehenden Abhandlung, auf telegraphischem Wege aus Baku die Nachricht einlief, dass ohnweit Balachany, auf dem durch vieljährige Ergiebigkeit seiner Naphtaspringquellen ausgezeichnetem Grundstücke der Gesellschaft Chalafi, welches unmittelbar an das zuvorerwähnte der Familie Benkendorf stösst, durch den heftigen Andrang der enorm gespannten Kohlenwasserstoffgase des Hauptbrunnens veranlasst, am 20. März eine gewaltige Explosion stattgefunden hat. In Folge derselben ist das leider unmittelbar über dem Bohrbrunnen aufgeführte Hauptgebäude der Anlage mit seinen Bewohnern auseinandergesprengt worden, wobei der Ingenieur-Dirigent Kowalef mit Frau und 6 Kindern getödtet worden sind. Das Ereigniss fand am frühen Morgen statt. Während der Nacht mogten sich alle Räume des Gebäudes mit Gas gefüllt haben und das mit der Luft gebildete Knallgas explodirte wahrscheinlich beim ersten Lichtanzünden, am frühen Morgen. Eine gleichzeitig brieflich eingetroffene Nachricht von der Direction der Bohrquelle auf der Gruppe Benkendorf meldet den Naphtazudrang aus dem neunzölligen Bohrlochsrohre in bisher noch nie dagewesener Weise. Derselbe findet seinen untrüglichen Ausdruck in dem Umstande, dass eine genau 10.000 Pud fassende Ambara (Reservoir) sich binnen einer Stunde füllt. Die daselbst auf meine Bitte angestellten Temperaturmessungen der Naphta gaben in 36 M. betragender Tiefe, im Innern der aufsteigenden Flüssigkeitssäule, $15^1/_2$° R. bei 9° R. Lufttemperatur.

Corrigenda.

Pag. 48, Zeile 8, statt 3 %) lies) 1/8 %.

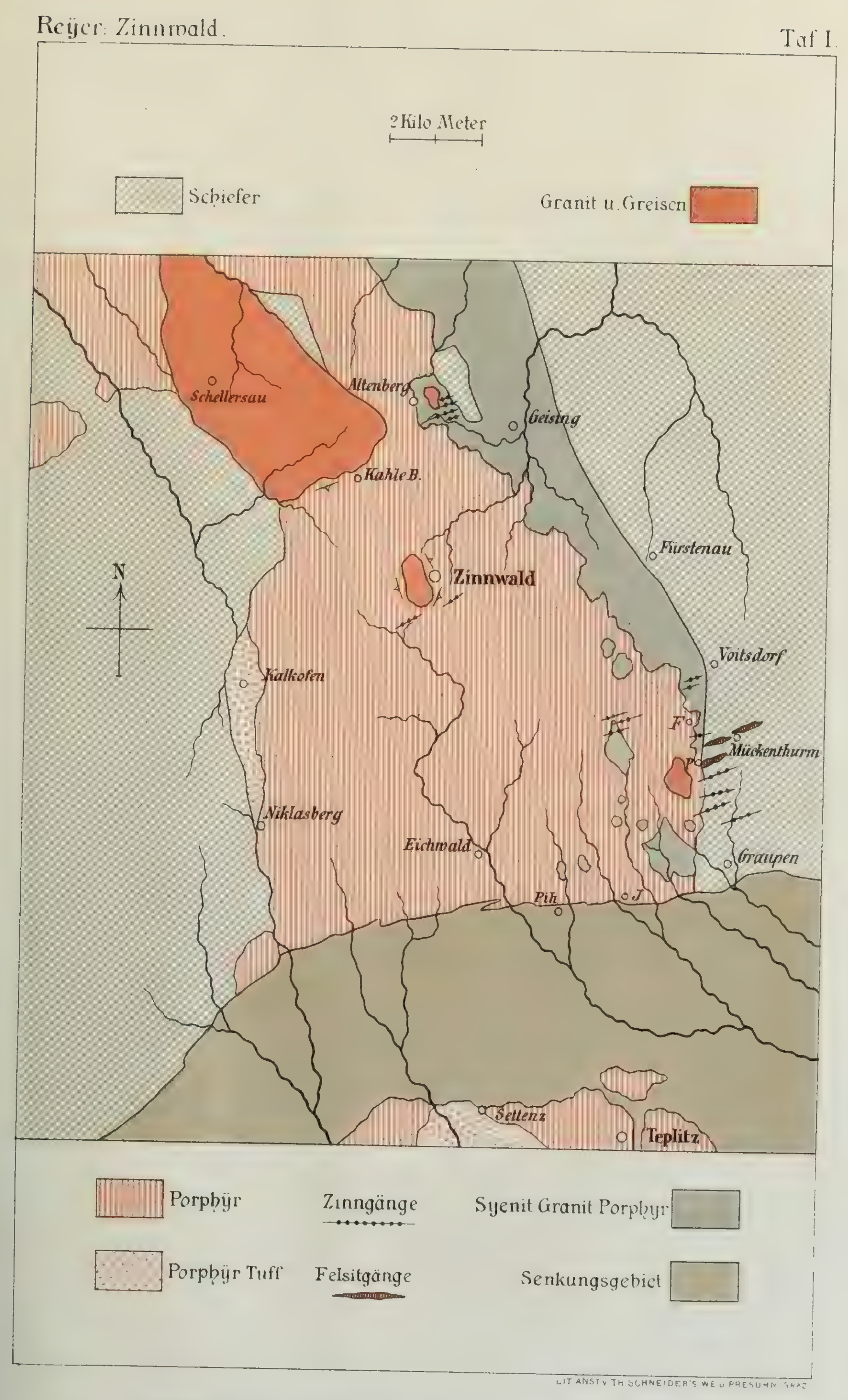
Pag. 49, Zeile 9, statt —69 ist zu setzen 1870—78.

In der beistehenden Tabelle sind alle Jahresangaben um ein Jahrzehnt vorzuschieben. Die untersten Ziffern der Tabelle sollen sein 1870—78.

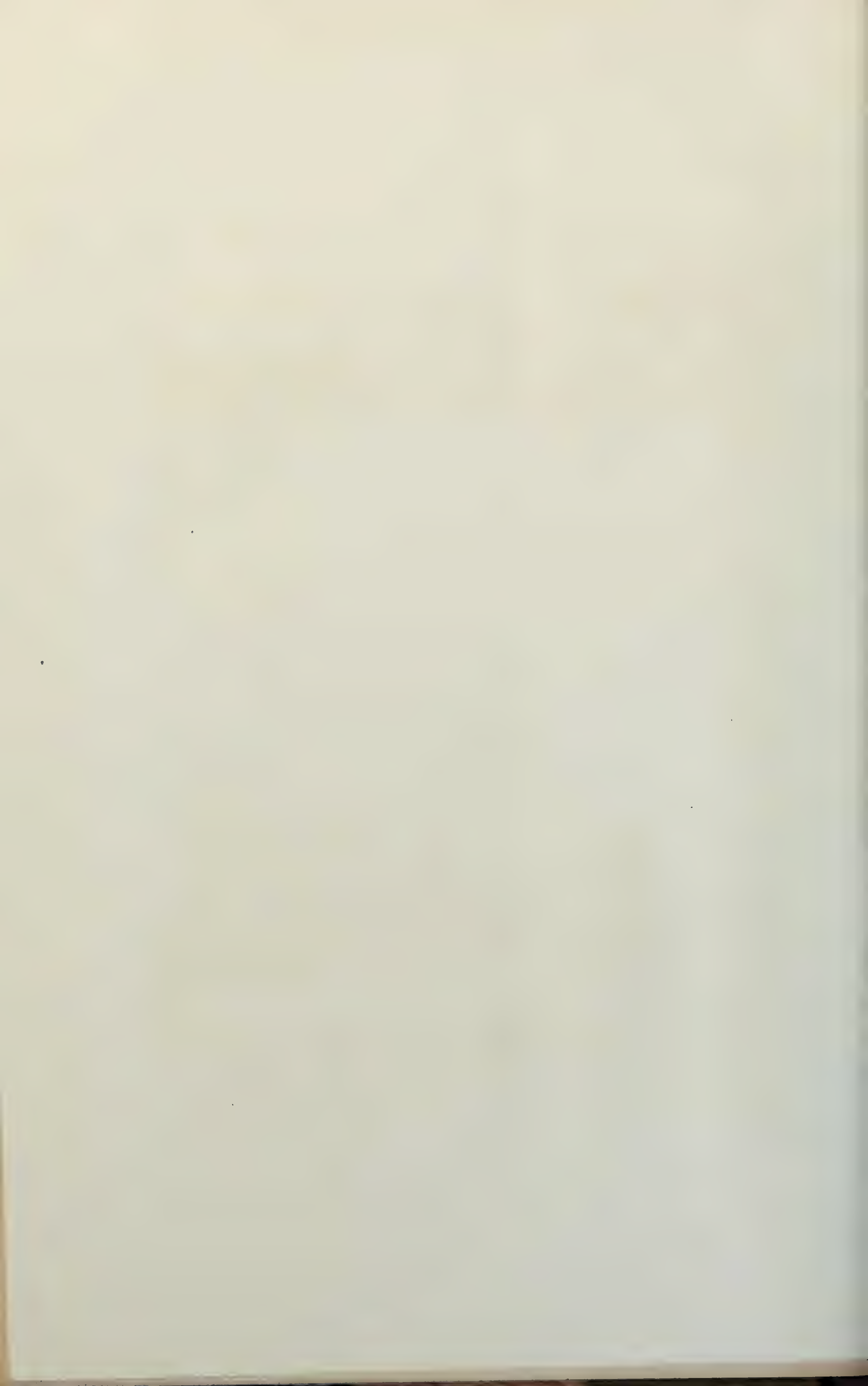
Pag. 53, statt Koldig lies Kolditz.

Pag. 60 unten, statt Quarz im Wolfram lies Quarz und Wolfram.





Lit. Anst. v. Th. Schneider's Wwe u. Presuhn, Graz

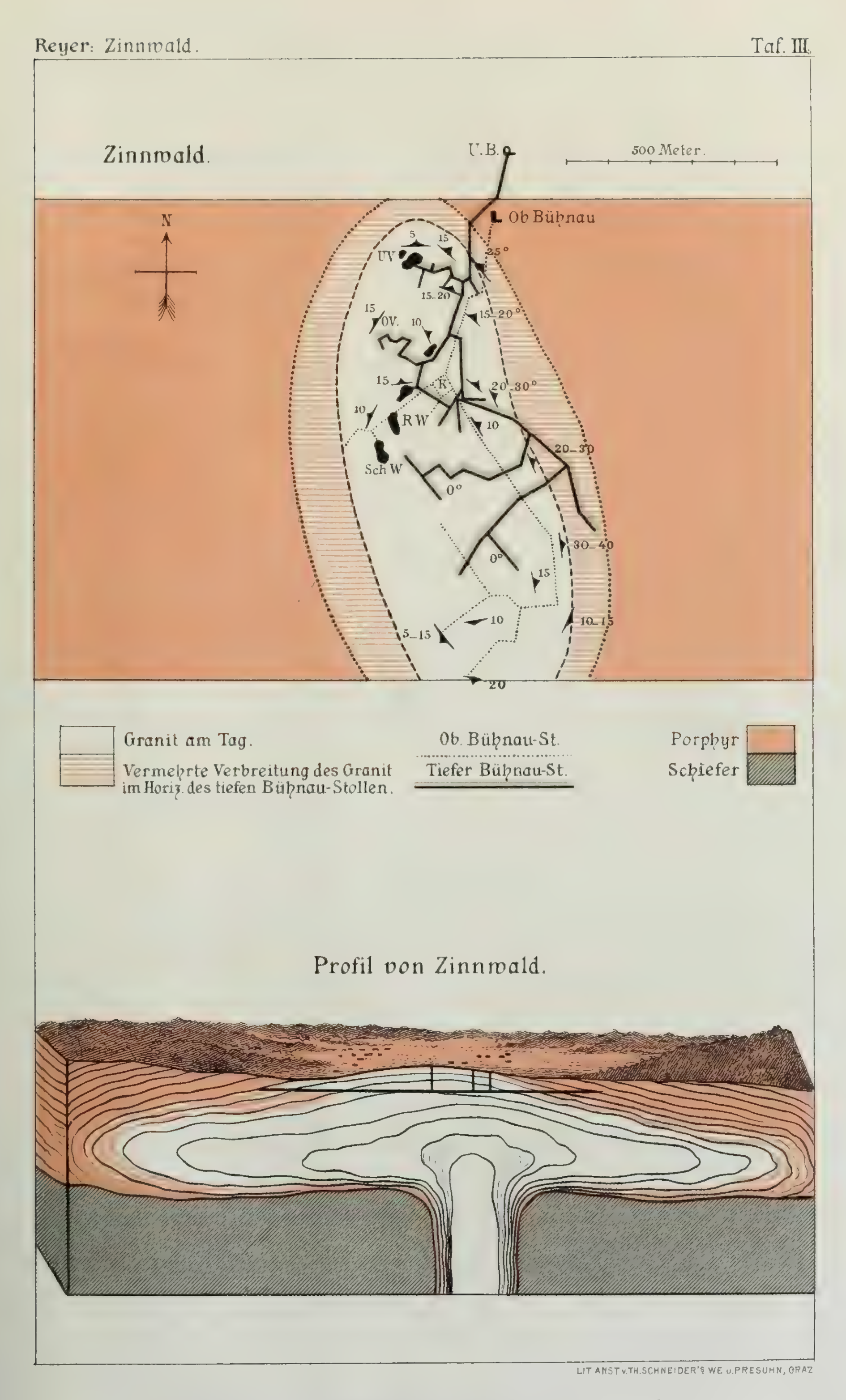


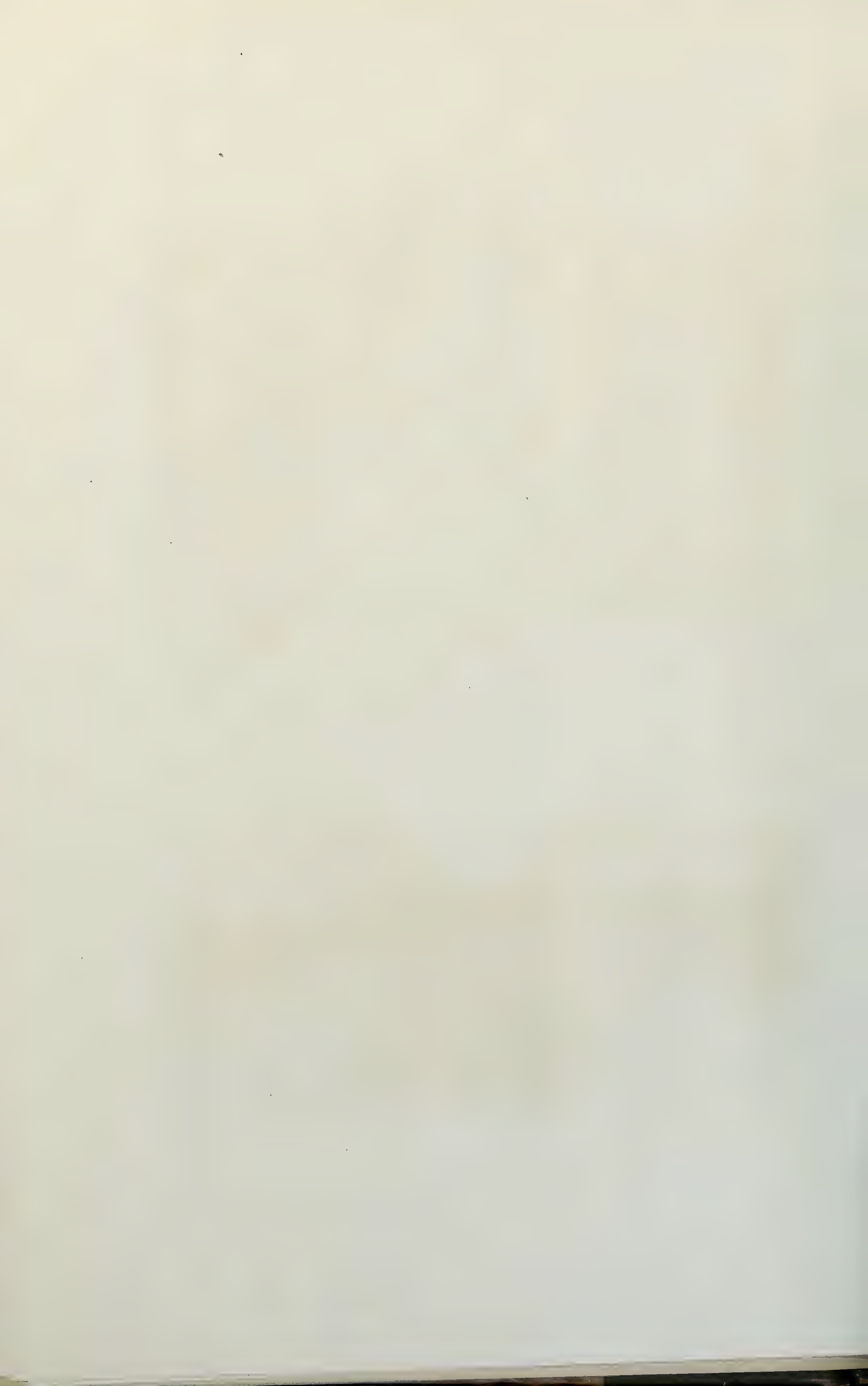
Die Porphyrströme von Teplitz.

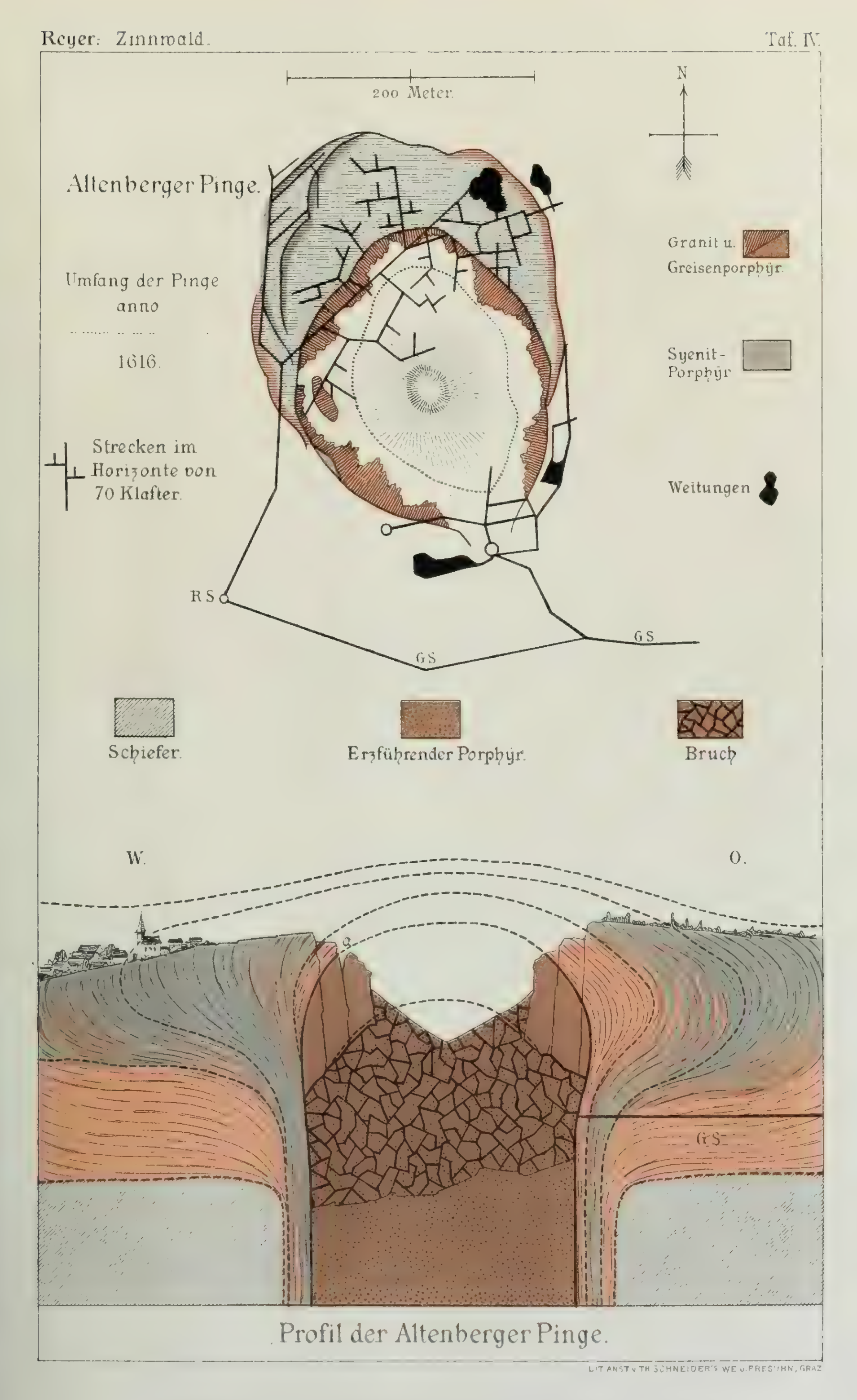
Schlieriger Porphyrblock.

LIT. ANST. v. TH. SCHNEIDER'S WE. u. PRESUHN, GRAZ



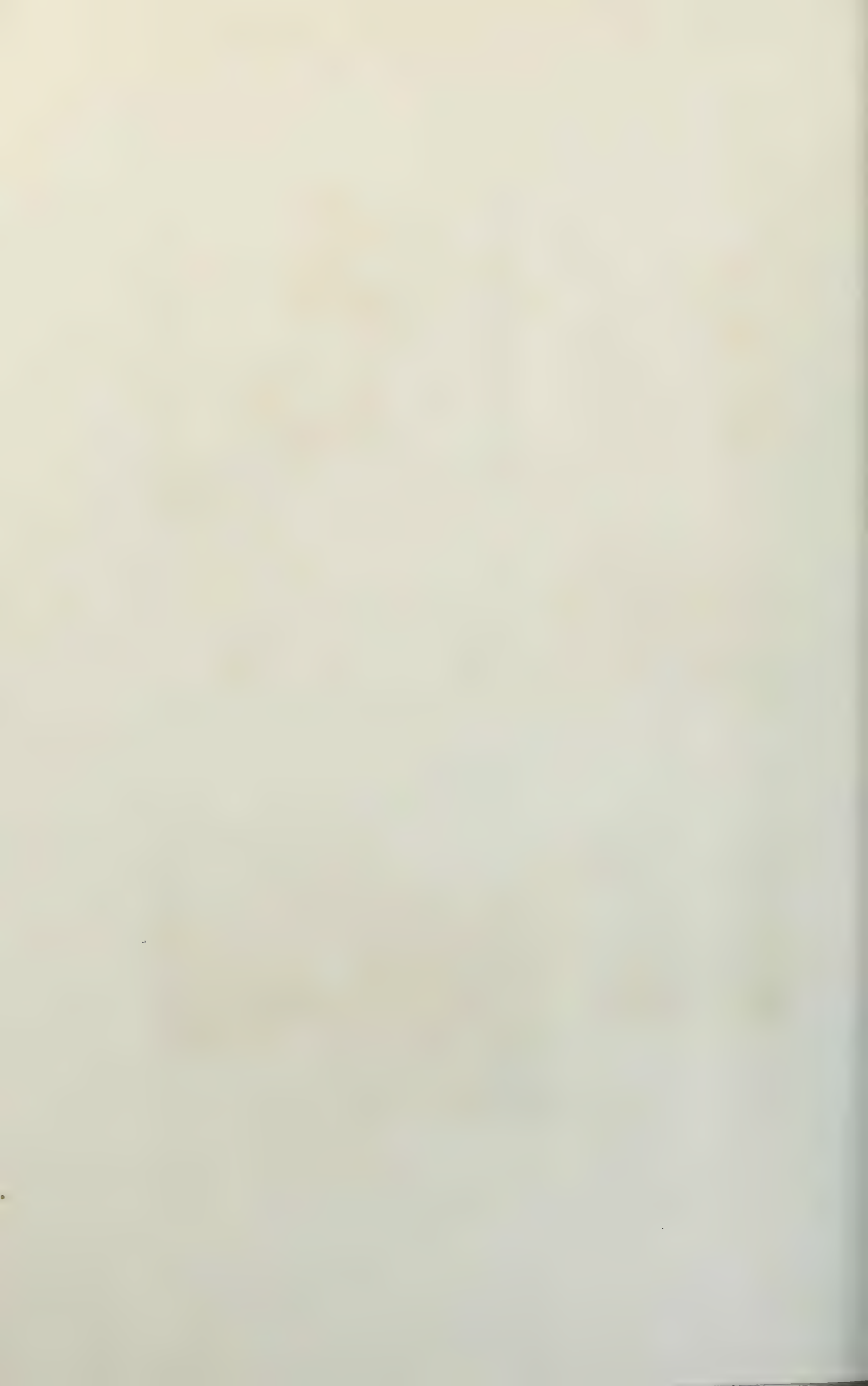

Zinnwald.
U.B.
500 Meter.
Ob Bühnau
N
UV
OV.
RW
Sch W
Granit am Tag.
Vermehrte Verbreitung des Granit im Horiz. des tiefen Bühnau-Stollen.
Ob. Bühnau-St.
Tiefer Bühnau-St.
Porphyr
Schiefer
Profil von Zinnwald.
LIT. ANST. v. TH. SCHNEIDER'S WE u. PRESUHN, GRAZ

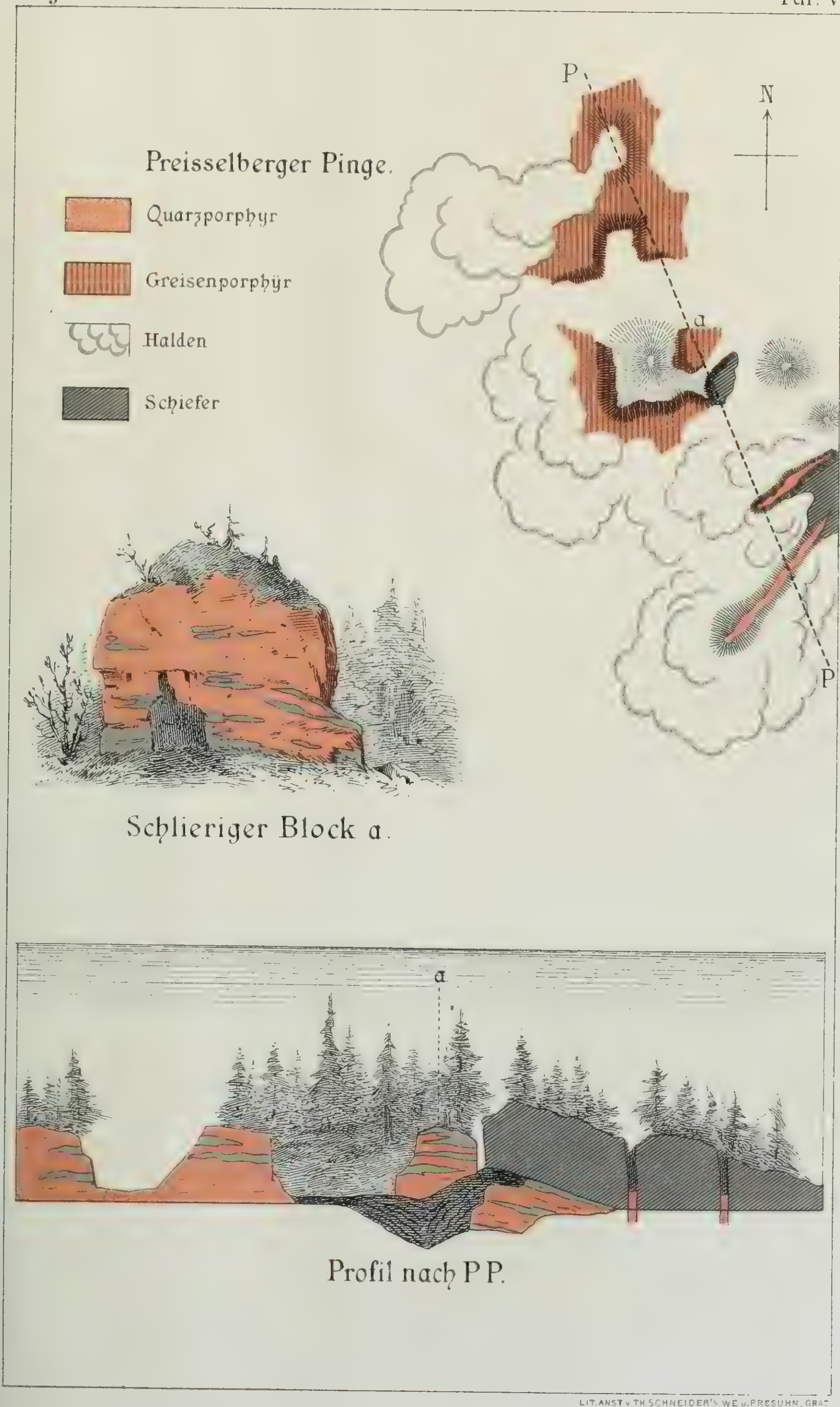




Profil der Altenberger Pinge.

Lit. Anst. v. Th. Schneider's Wwe. u. Presuhn, Graz

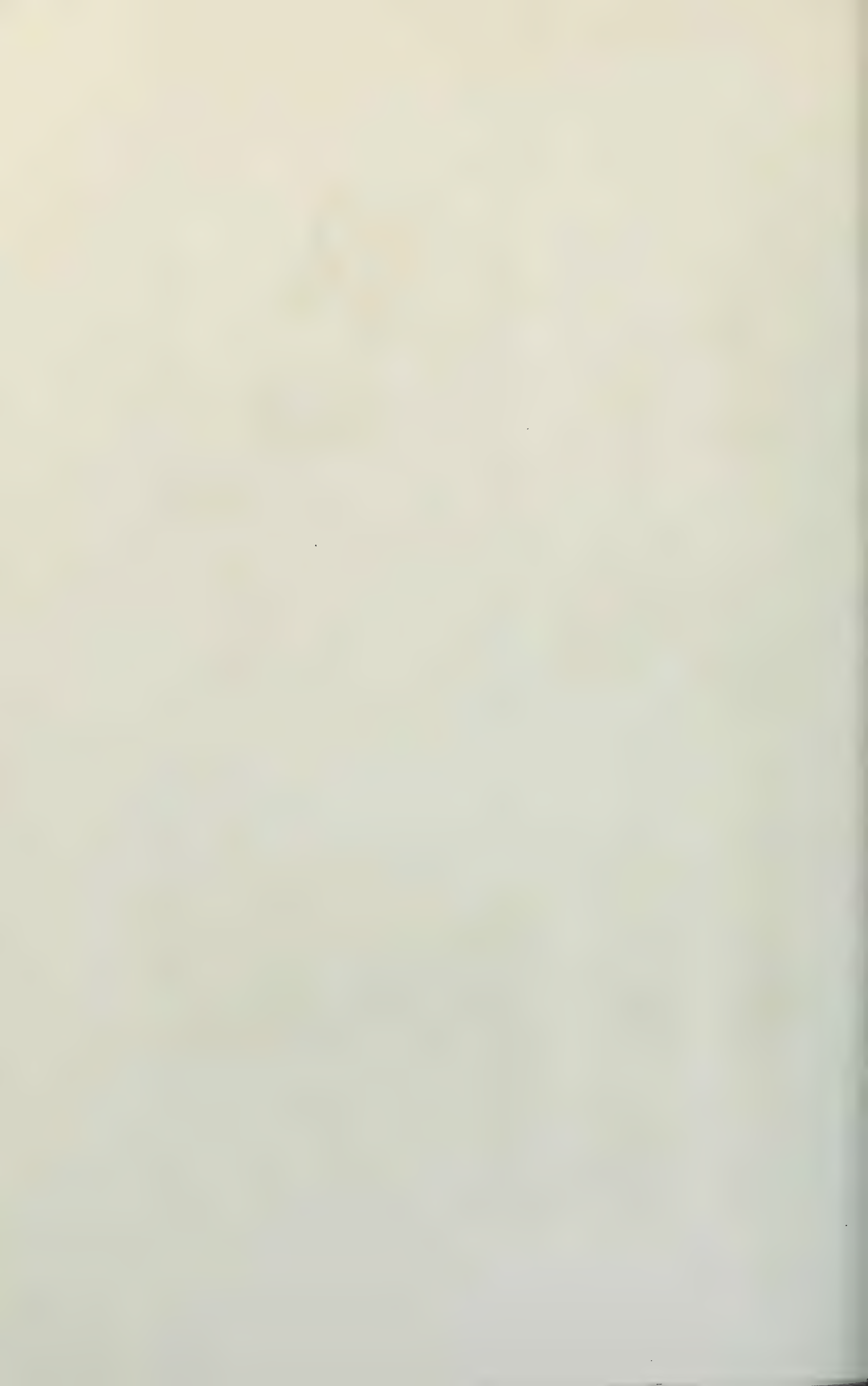


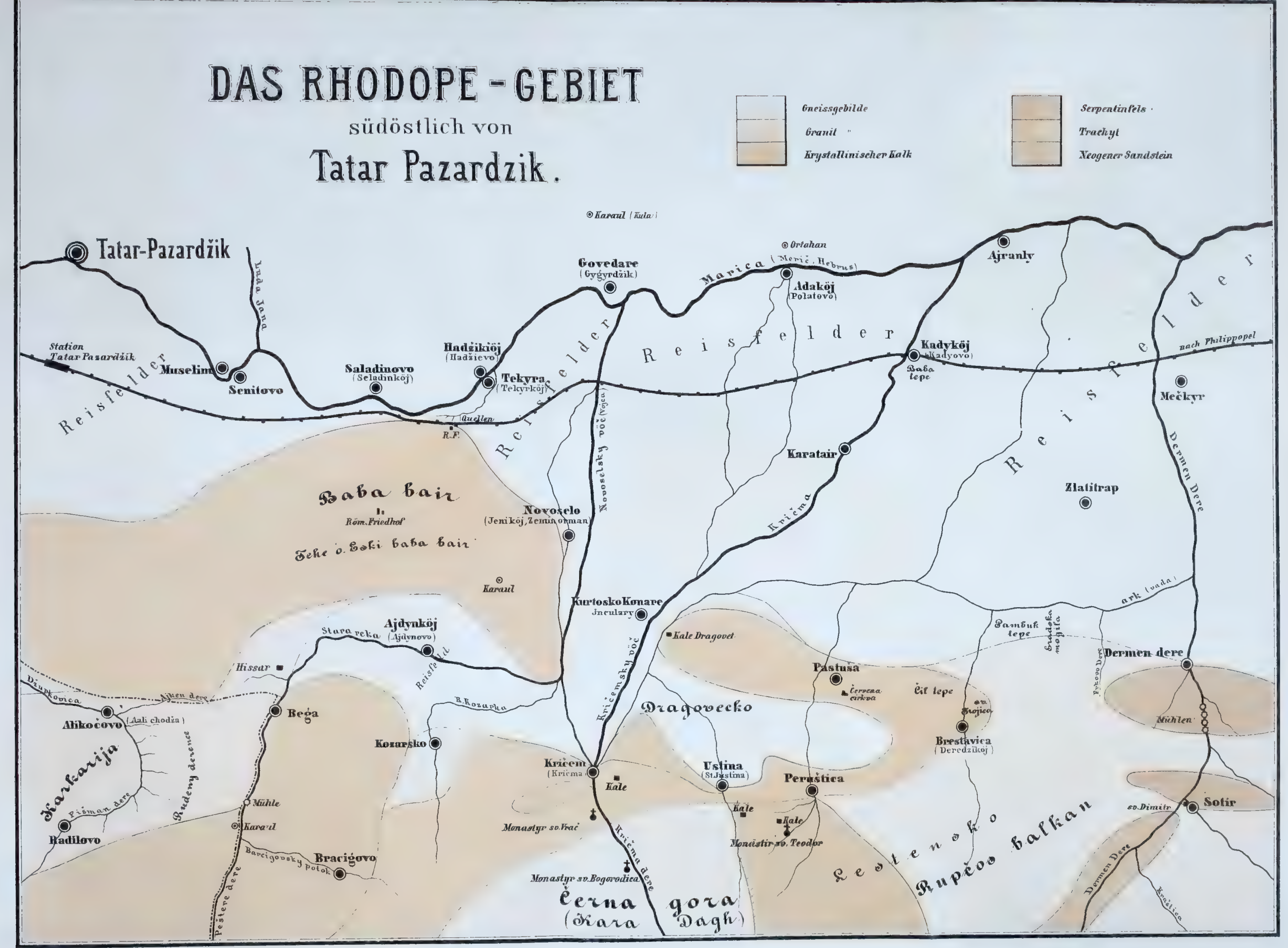


Schlieriger Block a.

Profil nach P P.

LIT. ANST. v. TH. SCHNEIDER'S WE u. PRESUHN, GRAZ





Verlag von A.Hölder k.k.Hof u. Universitäts Buchhändler in Wien.



Geologische Karten-Skizze
des Hochgebirgstheiles der
SIERRA NEVADA
und seiner Umgebung
von
Dr. Richard v. Drasche.
Aufgenommen im Sommer 1878.

Massstab 1: 392.727.
die Höhen in Meter.

Mittelländisches Meer

Farbenerklärung:

Thonglimmerschiefer. — m. eingelagerten kristallinischen Gesteinen

Serpentinschiefer

Talkglimmerschiefer. — m. eingelagerten Kalken

Kalke unbestimmten Alters. — m. eingelagerten Sandsteinen, Mergeln u. Schiefern

Jurakalk

Gypsformation

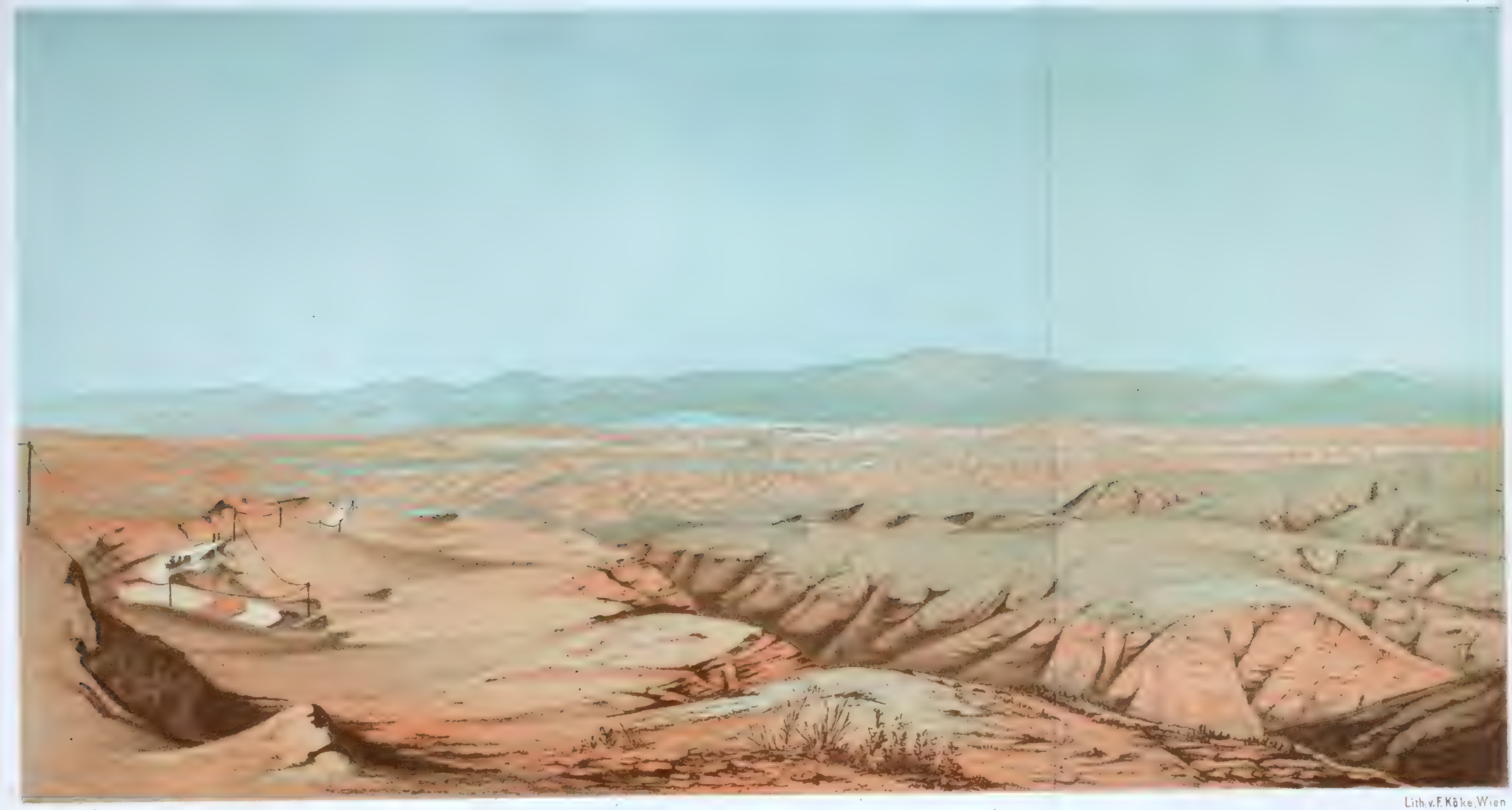
miocene Blockformation

miocene Lithothamnienkalke

Jüngste Bildungen.
- Guadixformation
- Alhambraconglomerat
- Alluvium

Verlag v. Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts Buchhändler in Wien.
Lith. Anst. v. F. Köke in Wien





N. d. Nat. v. R. Pauk.

Lith. v. F. Köke, Wien

Die Ebene von Guadix und die Sierra Nevada von der Anhöhe bei Diezma.

Jahrbuch der k.k. geologischen Reichsanstalt. 1879. 29. Bd.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler in Wien





N. d. Nat. v. R. Pauk. Lith. v. F. Köke Wien.

Die Guadix-Formation.

Jahrbuch der k.k. geologischen Reichsanstalt, 1879, 29. Bd.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.


R. D
N.
Sierra de Guadix.
Mt. Claro
S. Miguel, alto
Thal des Rio Darro (: R. D.:)
Sacra monte
Sa. del Sol
O.

PANORAMA VON „SILLA DE LOS MOROS" BEI GRANADA,

nach der Natur gezeichnet von

Rudolf Pauk.



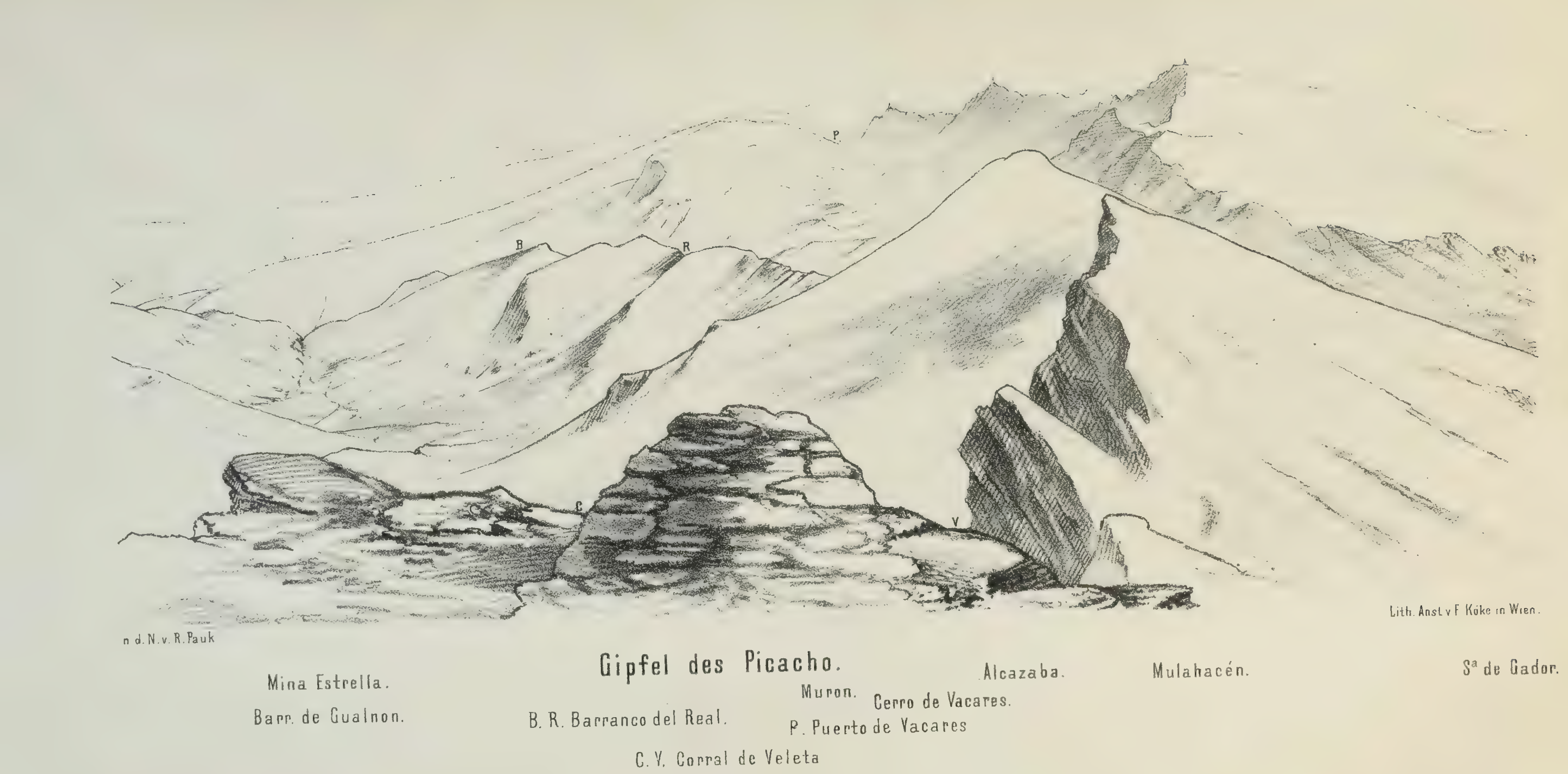
Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt, 1879, 29. Band.

Verlag von Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Univers. Buchhändler in Wien.

uzar
ive
Gabia la grande
chica
Alhambra
Santafé
Eisenbahn
S^a Parabanda
Sierra Elvira
S^a de Moclin
S. Miguel alto

Stadt Granada

Aussicht vom Picacho nach Osten.



n. d. N. v. R. Pauk

Lith. Anst. v F. Köke in Wien.

Gipfel des Picacho. Mina Estrella. Barr. de Gualnon. B. R. Barranco del Real. C. V. Corral de Veleta. Muron. P. Puerto de Vacares. Cerro de Vacares. Alcazaba. Mulahacén. Sa de Gador.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



Verlag von **Alfred Hölder,** k. k. Hof- & Universitäts-Buchhändler in Wien
Rothenthurmstrasse 15.

Inhalt.

Unter der Presse.

1879. XXIX. Band.

JAHRBUCH DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Nr. 2. April, Mai, Juni.

Druck von J. C. Fischer & Comp. Wien.

Ausgegeben am 30. Juni 1879.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



JAHRGANG 1879. XXIX. BAND.

NRO. 2. APRIL, MAI, JUNI.

Mit Tafel XII—XV.



WIEN, 1879.

ALFRED HÖLDER

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER.

Rothenthurmstrasse 15.

Preis pro Band (4 Hefte): **8 fl.** — Einzelne Hefte **2 fl. 50 kr. Oe. W.**

Verlag von **Alfred Hölder,** k. k. Hof- & Universitäts-Buchhändler in Wien
Rothenthurmstrasse 15.

29. Band. 1879. JAHRBUCH II. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen.

Von C. M. Paul und Dr. E. Tietze.

Vorbemerkungen.

Im Jahre 1877 hatten wir unter dem Titel: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen (Jahrbuch der geol. Reichsanstalt, 27. Bd., 1. Heft) einen längeren Aufsatz veröffentlicht, der zum Zweck hatte, die Ergebnisse einiger Studienreisen in den schlesischen Karpathen und in Westgalizien, sowie namentlich unserer Aufnahmsthätigkeit in dem an die Bukowina angrenzenden Theile des ostgalizischen Gebirges darzustellen. Eine Vergleichung dieser Ergebnisse mit den Erfahrungen, welche von anderen Sandsteingebieten der Karpathen in Ungarn und der Bukowina bereits von früher her vorlagen, schloss sich jener Darstellung naturgemäss an.

In Folgendem geben wir nun einige weitere Beiträge zur Kenntniss der so ausgedehnten und schwierig zu deutenden Flyschgebiete der Karpathen. Die Beobachtungen, welche diesen Beiträgen zu Grunde liegen, wurden im Laufe der Sommer 1877 und 1878 bei unseren nach Westen fortschreitenden Aufnahmsarbeiten in Ostgalizien, sowie bei einigen Excursionen, die wir zur Erweiterung unserer Kenntniss der Sandsteinzone in Siebenbürgen und Ungarn vornahmen, gewonnen.

Wir geben zunächst eine Beschreibung unserer geologischen Excursionen in Siebenbürgen, berichten sodann über einen Fossilfund im Sandsteingebiet nördlich von Szigeth in der Marmarosch und gehen dann zur Darstellung der bei den Aufnahmen in Galizien gewonnenen Daten über, woran wir stellenweise noch die Erwähnung einzelner Beobachtungen anschliessen, welche wir bei der Ausdehnung unserer Excursionen auf das an unser Aufnahmsgebiet zunächst angrenzende ungarische Gebiet anstellen konnten. In den Schlussbemerkungen dieser Arbeit endlich sollen unsere Erfahrungen über einige erst bei der Fortsetzung unserer Studien zu näherer Kenntniss gebrachte Schichtglieder der Sandsteinzone, sowie über einige Faciesverhältnisse innerhalb der letzteren zusammengefasst werden. Daran reihen sich Bemerkungen über die Tektonik dieses Theiles der Karpathen und über die Genesis und das Vorkommen des galizischen Petroleums.

I. Die Karpathensandsteine Ost-Siebenbürgens und ihr Verhältniss zu denen Galiziens und der angrenzenden Landgebiete.

Die relative Seltenheit sicher bestimmbarer und zugleich für stratigraphische Zwecke brauchbarer Versteinerungen in dem Schichtencomplex der Karpathensandsteine ist wohl bekannt. Namentlich gilt dies für die cretacischen Glieder dieses Complexes. Um so bedeutungsvoller erschienen uns die diesbezüglichen, von Dr. Franz Herbich in Ost-Siebenbürgen gemachten Funde, über welche dieser verdienstvolle Geologe theils schon in kürzeren früheren Mittheilungen (siehe Verh. d. geol. R.-A. 1873, Nr. 16), theils in seinem jüngst publicirten Buche: „Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landestheile geologisch und paläontologisch beschrieben“ (Budapest 1878, Separatabdruck aus d. Jahrb. d. k. ungarischen geol. Anst.) Mittheilungen gemacht hat.

Bereits F. v. Hauer und Stache hatten in ihrer Geologie Siebenbürgens (Wien 1863, p. 143) wichtige Daten über das betreffende Sandsteingebiet mitgetheilt und namentlich eine Zusammenstellung jener Wahrscheinlichkeitsgründe gegeben, welche für ein cretacisches Alter eines grossen Theiles der fraglichen Gebilde sprechen. Leider ist dieser, wie sich seither herausstellte, vollkommen richtige Standpunkt später wieder verlassen worden, und es erschien die Sandsteinzone Ost-Siebenbürgens wie diejenige Galiziens auf der Hauer'schen Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie der Eocänformation zugetheilt. Erst Herbich's Entdeckungen brachten die Wahrheit wieder zur Geltung.

Aehnlich den Funden Hohenegger's in Schlesien und Niedzwiecki's bei Przemysl lagen also nunmehr auch aus dem äussersten Süd-Osten der Karpathen Fossilien vor, deren Bestimmung keinen Zweifel darüber aufkommen liess, dass ein Theil des karpathischen Flysches der Kreidezeit angehöre. Es liess sich wohl erwarten, dass ein Besuch der von Herbich auf Grund seiner Funde der Kreide zugezählten Localitäten Aufschlüsse ergeben würde, die zum Vergleich mit den von uns in Galizien derselben Formation zugetheilten Gesteine von Wichtigkeit sein würden.

Schon im Museum von Klausenburg, wo ein Theil der von Herbich gesammelten Gesteinsproben und Versteinerungen aufbewahrt wird, hatten wir Gelegenheit, uns von der Analogie zu überzeugen, die im Aussehen der diesbezüglichen Gesteine der transsylvanischen und der galizischen Karpathen obwaltet. Diese Ueberzeugung gewann durch unsere Excursionen in der Gegend von Kronstadt und Keszti-Vasarhely eine weitere Begründung, wenngleich, wie bei der grossen räumlichen Entfernung des südöstlichen Siebenbürgen von den galizischen Karpathen nicht befremden darf, hie und da die Vergesellschaftung einzelner Gesteinstypen nicht ganz dieselbe war wie in Galizien oder der Bukowina.

Von grossem Vortheil für uns war es, dass wir das Glück hatten, bei der Mehrzahl unserer Excursionen von Herrn Dr. Herbich begleitet zu werden, der uns mit liebenswürdiger Bereitwilligkeit einige

seiner Ammonitenfundorte zeigte und uns an solche Aufschlüsse führte, welche ihm bei seinen Formationsdeutungen massgebend gewesen waren.

Unsere erste Excursion galt dem Gebirge bei Zajzon, einem kleinen Badeort zwei Stunden östlich von Kronstadt.

„Das Thal von Zajzon," sagt Herbich (l. c. pag. 228), „in welchem sich die bekannten jodhältigen Quellen und der Curort Zajzon befinden, scheint eine Aufbruchsspalte zu bezeichnen, an welcher die Gesteinsschichten, welche die beiden Thalgehänge zusammensetzen, nach entgegengesetzten Richtungen verflächen." In der That ist das Verhältniss der Schichten zu beiden Seiten des Thales das eines Luftsattels, dessen Aufbruch eine ungefähr nordsüdliche Richtung besitzt, während auf der östlichen, rechten Thalseite die Schichten östlich, auf der westlichen, linken Thalseite die Schichten westlich fallen.

Der Berg auf der östlichen Thalseite heisst der Pürkereczer Meszpong, der auf der westlichen Thalseite ist der Zajzoner Meszpong. Die Kuppen beider Berge sind aus Caprotinenkalk zusammengesetzt, welcher sich im Hangenden eines Complexes schiefriger, sandiger Gesteine befindet, was Herbich in einem schematischen Profile (l. c. pag. 231) dargestellt hat.

Dieses Lagerungs-Verhältniss des Caprotinenkalkes, dessen cretacisches Alter durch die schönen Caprotinen, welche im Klausenburger Museum liegen, vollständig sichergestellt ist, und der auch schon in der Geologie Siebenbürgens von Hauer und Stache als zur Kreide gehörig aufgefasst wurde, beweist deutlich, dass die Flyschgesteine, welche unter dem Caprotinenkalk gegen das Thal von Zajzon zu entwickelt sind und dessen Gehänge bilden, nicht zum Eocän gerechnet werden dürfen, und dass die Meinung Herbich's, welcher hier eine Vertretung der Neocomformation erkennt, alle Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Auf der linken Thalseite des Baches hinter dem Hause des Herrn Dr. v. Greissing gibt Herbich einen Aufschluss dieser Flyschbildungen an. Der Punkt liegt gegenüber dem Badegasthause. Hier sahen wir bräunliche, etwas krummschaalig sich absondernde Sandsteinschiefer. Das Gestein enthält feine Glimmerschüppchen und ist etwa äusserlich dem petrographischen Typus entsprechend, welchen man seiner Zeit auf dem ungarischen Abhange der Karpathen als einen Haupttypus der sogenannten Beloveszaschichten genommen hat, ein Name, der, wie wir schon in unseren früheren Studien betont haben, keinem stratigraphischen Horizont, sondern einer in verschiedenen Niveau's der Karpathensandsteine sich wiederholenden, meist allerdings in der mittleren Gruppe derselben herrschenden Facies zukommt. Den sandigen Schiefern sind festere Lagen eines bräunlich verwitternden, inwendig blaugrauen Kalksandsteines eingeschaltet. Dieselben Gesteine erkannten wir auch weiter aufwärts am Meszpong, wo sie in trockenen Bach- oder Regenschluchten zum Vorschein kommen.

Etwas weiter bachaufwärts oberhalb der letzten Häuser des Dorfes zieht sich das Lobogothal vom Kamme des Meszpong herab. Es ist in der Gegend bekannt durch einen hier entspringenden Säuerling, sowie durch die Exhalationen von trockener Kohlensäure, die an einigen Stellen in demselben stattfinden. Die hier entwickelten

Gesteine bezeichnet Herbich (l. c. pag. 229) als typische, dunkelgraublaue, neocome Karpathensandsteine. Sie sind, wenn auch zum Theil durch ihren eigenen Schutt maskirt, hier auf grosse Strecken an den Gehängen entblösst, welchen sie eine dunkelbläulichgraue Färbung verleihen. Theils sind es glimmerreiche, kalkige Schiefer und Sandsteine mit weissen Calcitadern, in welchen der Glimmer in feinen Schüppchen enthalten ist, theils sind es, und zwar mit den anderen Gesteinsvarietäten durch Uebergänge verbunden, glimmerglänzende Thonschiefer, welche beinahe an Thonglimmerschiefer erinnern, und die man in dieser Ausbildung eher in einem azoischen oder paläozoischen Terrain, als im Bereich der Kreideformation erwarten würde. Mit der Loupe und sogar mit freiem Auge lassen sich allerdings auf den Schichtflächen des Schiefers einzelne feine Glimmerschuppen unterscheiden, so dass das glimmerige Häutchen, von dem die Schichtflächen überzogen erscheinen, wohl einem Aggregat solcher Schüppchen entspricht und man nicht nothwendig an metamorphische Schieferbildungen zu denken hat.

Im Jahre 1876 hatten wir bei Swidowetz, südlich Körösmezö in der Marmarosch, gewisse Schiefer von älterem Aussehen beobachtet und dieselben in unseren „Studien in der Sandsteinzone der Karpathen" (Jahrb. d. geol. R.-A. 1877, pag. 93) mit dem Bemerken erwähnt, dass sie uns etwa an Culmschiefer erinnerten. Doch schlossen wir die Möglichkeit nicht aus, diese Schiefer könnten noch als zum Flysch gehörig betrachtet werden, insofern nach den Beobachtungen Neumayr's und Anderer in Griechenland sogar Glimmerschiefer zur Kreide gehören sollten.

Nun lässt sich nicht läugnen, dass die Gesteine vom Lobogothale und von Swidowetz sich ausserordentlich ähnlich sehen. Die Erfahrung, die wir im Lobogothale machten, lässt uns deshalb auch die Schiefer von Swidowetz jetzt in anderem Lichte erblicken, und nachdem es erwiesen ist, dass auch in dem Flysch der Karpathen selbst Gesteine von älterem Habitus auftreten können, liegt für uns kein Grund mehr vor, jene Thonschiefer von Swidowetz ferner von den älteren Karpathensandsteinen zu trennen.

Hieroglyphen fehlen übrigens an dieser Stelle.

Eine andere Excursion, bei welcher wir das Glück hatten, von Herrn Dr. Herbich selbst begleitet zu sein, galt dem Kopaczberge bei Kovaszna, wo Herbich Ammoniten im Karpathensandsteine gefunden hatte. Kovaszna liegt (Herbich l. c. pag. 221) an dem Austritte des Kovasznaer Wassers aus dem Karpathengebirge in die weite Ebene der Haromszek.

Wir beginnen die Beschreibung der Schichten des Kopacz mit der Localität, an welcher die Ammoniten zu *Hoplites Neocomiensis* d'Orb. gehörig vorgekommen waren. Diese Localität ist ziemlich weit vom Centrum des Dorfes Kovaszna entlegen und zwar befindet sie sich am linken Bachufer oberhalb der letzten isolirten Häuser des mit Kovaszna zusammenhängenden Dorfes Vajnafalva bei den Halden der jetzt verlassenen Sphärosideritgruben. Allerdings ist ein Theil des tiefer gelegenen Haldenmaterials durch die Hochwässer des Baches in der letzten Zeit weggeschwemmt worden, indessen ist der Platz immer noch wieder zu erkennen. Nur die Angabe Herbich's, dass

das zunächst gelegene Haus dem Lakatos-Opra gehöre, ist nicht mehr für die Orientirung benützbar, da das Haus inzwischen seinen Besitzer gewechselt hat.

Die liegendsten Schichten des Profils am Kopacz, soweit wir dasselbe hier begehen konnten, sind am rechten Bachufer etwas bachaufwärts der Localität, wo die Halden sich befinden, aufgeschlossen. Es sind dunkle, lichtgrau verwitternde, nicht gerade dünnblätterige, sondern etwas dicker geschichtete Schiefer, deren Schichtoberflächen hier stellenweise durch den Bach entblösst sind. Festere Sandsteinlagen sind nur in geringer Zahl den Schiefern eingeschaltet. Dieselben sind wenig dick, zeigen in ihren Bruchflächen eine Hinneigung zur Krummschaaligkeit und enthalten zahlreiche kleine Glimmerschüppchen. Sie führen auf den Schichtflächen stellenweise, obschon nicht häufig Hieroglyphen. Gröbere Hieroglyphen sind hier sehr selten. Dagegen treten sehr feine Reliefformen relativ häufig auf.

Der zunächst darüber folgende Schichtencomplex enthält schwache, kalkige Sphärosideritflötze eingelagert, auf welche vor einigen Jahren noch ein kleiner Bergbaubetrieb stattfand. Die Schichten dieses Complexes bestehen vorwiegend ebenfalls aus Schiefern, mit welchen einzelne, wenig dicke Sandsteinlagen wechseln. Die Schiefer sind entweder grau, etwas glimmerig und einigermassen dünnspaltig, oder sie sind dunkler, nicht glimmerig und etwas dickschichtiger. Die Sandsteine sind theils gelblich und feinkörnig mit kleineren Glimmerschüppchen versehen, theils sind es graue, quarzitische Lagen mit kleinen weissen Quarzadern, theils sind es nach oben zu äusserst feinkörnige, sehr kieselige und sehr feste Sandsteine mit unebenen, in der Sonne schwach glitzernden Bruchflächen, deren Farbe ein dunkles Grau mit einem Stich in's Gelblich-Grüne ist. Manchmal zeigen in diesen oberen Lagen die Sandsteine sogar auf ihren Bruchflächen schon ein etwas glasiges Aussehen und sind ihre Kluftflächen mit sehr kleinen, glitzernden Quarzkryställchen überzogen, wodurch sie an die petrographische Beschaffenheit der Schipoter Sandsteine erinnern, welche in der Bukowina und in Ost-Galizien dem Eocän angehören.

Ueber diesem Schichtencomplex folgen in concordanter Lagerung einige mächtige Bänke eines gröberen, glimmerigen Sandsteins, welche nur durch schwache Lagen eines dunklen Schiefers von einander getrennt sind. Die Sandsteine, welche oberhalb der alten Halden etwa auf der halben Höhe des Kopacs angetroffen werden, ziehen sich bedingt durch die Fallrichtung der Schichten, welche schräg theils etwas bergeinwärts, theils etwas bachabwärts gerichtet ist, abwärts der Halden bis in das Bachbett herunter, um auf das rechte Bachufer überzutreten. Sie bilden dabei eine Verengung des Bachbettes, die zur Anlage eines Wehres benutzt worden ist.

Ueber diesen dickeren Sandsteinbänken folgen zunächst und zwar immer concordant, noch einmal dunkle Schiefer, denen schwache Flötze eines festeren, etwas grünlichen, Sandsteines mit Hieroglyphen eingelagert sind. Diese Hieroglyphen zeigten in der Art ihrer Gestaltung und Gruppirung die vollständigste Analogie mit denen der ungarisch-galizischen Ropiankaschichten. Dieses Hieroglyphengestein erwies sich ausserdem als dasselbe, welches, im Museum von Klausenburg durch

ein schönes Belegstück repräsentirt, den Ammonites Neocomiensis führt, der auf diesem Stück unmittelbar neben den Hieroglyphen liegt. Da Herbich seinen Fund auf oder bei den Halden machte, da uns ferner trotz aller Nachforschung weder in dem ganzen unterhalb des dick geschichteten Sandsteines ruhenden Schichtencomplexe, noch überhaupt anderwärts am Kopacs ein ähnliches Gestein bekannt geworden ist, so glauben wir mit voller Sicherheit in diesen Hieroglyphenlagen unmittelbar über dem dicker geschichteten Sandstein auch den Ablagerungsort jenes Ammoniten zu erkennen. Das von Herbich gefundene Stück kann sehr leicht vom Abhange des Berges herunter und auf die Halde gelangt sein.

Gehört aber die genannte Schicht grünlichen Hieroglyphensandsteins in paläontologisch festgestellter Weise dem Neocom an, dann darf für die darunter folgenden Flyschgebilde doch mit Recht mindestens ebenfalls ein untercretacisches Alter vorausgesetzt werden.

Ueber den zuletzt genannten Schiefern mit Ammoniten führenden Hieroglyphensandsteinen folgen dann in ziemlicher Mächtigkeit sehr kieselige Sandsteine, deren Bruchflächen ein glasiges, fast gefrittetes Aussehen haben und deren natürliche Kluftflächen von feinen, glitzernden Quarzkryställchen überzogen sind. Sie sind meist von dunkler oder auch von gelblich brauner Farbe und ihre in kleineren Stücken sich ablösenden Trümmer bedecken allenthalben die Flanken des Berges als Gehängeschutt.

Im Hangenden dieser glasigen, festen Sandsteine folgt bachabwärts gut aufgeschlossen ein System sehr eigenthümlicher Gesteinsschichten. Wir sahen da dünnblätterige Schiefer, auf deren Spaltflächen sich gelbliche Verwitterungsbeschläge zeigten. Am Wege auf den Bergrücken hinauf konnte man mit diesen Schiefern vergesellschaftet auch mehrere Lagen eines schwärzlichen Hornsteins erkennen. Kieselige, auf den Bruchflächen glasig glänzende Sandsteine kommen hier ebenfalls vor. Sie sind indessen von hellerer Farbe als die vorher erwähnten, liegenderen Varietäten und zeigen weissliche Verwitterungsrinden, wodurch sie den eocänen Schipoter Sandsteinen noch ähnlicher werden. An einer Stelle fanden wir auch hellgraue Mergel mit Fucoiden verschiedener Arten. Ausserdem sahen wir hier sehr dünnplattige, schieferige, dunkelgrünlichgraue, hell gefleckte oder punktirte, feinkörnige, sehr spärlich helle Glimmerschüppchen führende Sandsteine. Schwarze, ziemlich scharf begrenzte, glänzende grössere Flecken, die man nicht für Fischschuppen halten darf, sondern welche wohl zu Resten von Blasentangen gehören, sind häufig auf den Schicht- oder Spaltungsflächen dieses Sandsteines zu beobachten.

Diese höheren Schichten des Profils am Kopacs zeigten uns also in der That Gesteinstypen, welche wir im Allgemeinen, würden wir sie anderswo antreffen, ohne grösseres Bedenken als Andeutungen der Eocänformation auffassen würden. Die dünnblätterigen Schiefer mit den gelblichen und weisslichen Verwitterungsbeschlägen und die dazu gehörigen Hornsteine haben wir so oft in ähnlicher Weise entwickelt im System der Menilitschiefer Galiziens beobachtet, die kieseligen, glasigen Sandsteine, namentlich wie sie zu oberst der ganzen Schichtgruppe entwickelt sind, würden so ganz vortrefflich in das Eocän Ost-

Galiziens hineinpassen, dass wir anfänglich der Deutung Herbich's, der alle diese Schichten hier am Kopacsberge noch zur Kreide zog, kaum zustimmen zu können glaubten. Dazu kam, dass in diesen Schichten die sonst zwar nicht ausschliesslich aber doch vielfach für die cretacischen Glieder des Karpathensandsteines bezeichnenden Hieroglyphenlagen fehlten.

Andererseits liegen gewisse Momente vor, welche Zweifel über das eocäne Alter des fraglichen Schichtencomplexes erregen können. Beispielsweise sind die hellen Fucoidenmergel kein Typus, den wir sonst in den Menilitschiefern kennen. Ausserdem fanden wir die eben erwähnten schieferigen, dunkelgrünlichgrauen, gefleckten Sandsteine genau in derselben Ausbildungsweise auch in dem weiter unten zu beschreibenden Schichtencomplex von Kaszon Oldala, welcher nach einem Ammonitenfunde Herbich's sicher zur Kreide gehört. Dazu kommt die augenscheinliche, durch Concordanz bedingte Zusammengehörigkeit aller Schichten am Kopacs und der Umstand, dass in Ost-Siebenbürgen, wie wir später bei Beschreibung des Oitos-Passes sehen werden, echte Menilitschiefer in viel typischerer Art entwickelt erscheinen, als es diese fraglichen Gesteine am Kopacs sind. Der Charakter dieser Gesteinszone hat sich also trotz der Entfernung von Galizien in Siebenbürgen noch nicht derart modificirt, dass wir annehmen dürften, es könnten hier diesen Schiefern bereits fremdartige Gesteinslagen untergeordnet sein. Der Typus der stark kieseligen Sandsteine mit glasig-glänzenden Bruchflächen kann in dem vorliegenden Falle auch nichts entscheiden, insofern ein Theil dieser Sandsteine am Kopacs sicher noch zur Kreide gehört. Wir gestehen deshalb, dass wir die Altersdeutung der oberen Lagen der Schichten des Kopacs-Berges verschieben und insolange als unsicher betrachten müssen, als nicht hier oder in der eventuellen Fortsetzung der ganzen Gesteinszone glückliche Petrefactenfunde oder massgebendere Lagerungsverhältnisse bekannt geworden sind.

Obwohl nun also das Vorkommen von Vertretern der Menilitschiefer grade bei Kovaszna ein zweifelhaftes ist, so glauben wir doch aus anderen Gründen, dass am Rande des siebenbürgisch-karpathischen Sandsteinzuges gegen die Ebene der Haromszek zu eine Zone eocäner Gesteine wenigstens stellenweise markirt erscheint, so dass die Sandsteine dieses Gebirgszuges wohl grösstentheils, aber doch nicht durchwegs, wie Herbich anzunehmen schien, zur Kreide gehören würden. Wir meinen hier den sogenannten gelben Sandstein Herbich's, den wir zuerst auf unserem Wege von Kronstadt nach Kovaszna und zwar bei dem Dorfe Zagon kennen lernten.

Das Dorf Zagon liegt etwa 1 Stunde südlich von Kovaszna am Gebirgsrande.

„Der Bergrücken, welcher zwischen Papolcz und Zagon von Ost nach West in die Ebene verläuft und Hegyfarka genannt wird, besteht in seinen äusseren Theilen aus dem überall den Rand des Gebirges behauptenden, gelben, mürben Sandstein, dessen Hauptstreichen ein nordsüdliches ist.“ (Herbich l. c. pag. 226.)

Der Bach von Zagon, der Zagonpatak, tritt am unteren Ende des Dorfes Zagon mit seinem rechten Ufer dicht an das zur Haupt-

sache aus jenem Sandstein bestehende Vorgebirge heran. Hier lernten wir diesen Sandstein kennen als ungleichkörnig und weisse Glimmerschuppen führend. Das Korn des Sandsteines ist meistens ziemlich grob. Hie und da führt dieser Sandstein auch etwa grössere thonige Einschlüsse, so dass er dann den Charakter der eocänen Sandsteine der Czerna Hora und gewisser Magurasandsteine annimmt.

Einzelne schieferigere, glimmerige Lagen sind den Sandsteinen stellenweise in seinen liegenden Partieen untergeordnet.

Auf den Schichtoberflächen dieser Lagen finden sich bisweilen auch Hieroglyphen. Wir dürften hier annähernd das Niveau der zum Eocän gehörigen „oberen Hieroglyphenschichten" vor uns haben, von denen weiterhin noch oft die Rede sein wird.

Da Herbich angab, dass weiter bergeinwärts, den Bach hinauf bei Zagon dieselben Schichten entwickelt sind, wie diejenigen, welche er bei Kovaszna zur Kreide stellte, so verzichteten wir in Rücksicht auf die uns knapp bemessene Zeit darauf, hier weiter in das Gebirge einzudringen.

Einige Stunden nördlich von Keszti-Vasarhely im Szekler Lande befindet sich die Gebirgslandschaft Kaszon, nach welcher wir ebenfalls eine Excursion unternahmen.

Das Streichen der Gesteinszonen ist hier wie zumeist in diesen Gegenden ein nordsüdliches. Bei einer Begehung, die wir von dem Dorfe Kaszon-Jakabfalva aus in östlicher Richtung nach dem gleichnamigen Badeorte hin vornahmen, hatten wir also Aussicht, einen Durchschnitt durch mehrere der Glieder dieser von Herbich ebenfalls zur Kreide gerechneten Sandsteinbildung herstellen zu können. Da längs dieses Weges das Einfallen der Schichten im Ganzen nach Osten gerichtet ist, so gelangten wir dabei von den liegenderen Schichten in die hangenderen.

Zuerst sahen wir unterhalb der Strasse im Bette des von Osten kommenden, oberhalb des Bades entspringenden Baches dunkelblaugraue Sandsteine mit weissen Calcitadern, deren Schichtoberflächen von grossen, warzenförmigen Protuberanzen und grobwülstigen Hieroglyphen bedeckt waren, ein durchaus untercretacischer Typus. Darüber folgten weiterhin und zwar in einer kleinen, von Norden kommenden, auf der rechten Bachseite mündenden Seitenschlucht aufgeschlossen rothe Schieferthone. Da auch anderwärts rothe Schiefer im Neocom der Karpathen vorkommen, wie z. B. bei Demethe, Hassgut und Komlos-Keresztes im Saroser Comitate (Paul, Bukowina, pag. 41), so passt das hier erwähnte Vorkommen ganz in den Rahmen der unteren Kreideformation hinein. Ueber den rothen Schiefern folgen dann gelbliche, einigermassen dick geschichtete Sandsteine ohne besonders ausgesprochenem Charakter. Dieselben sind mittelkörnig und führen weisse Glimmerschüppchen. Sie halten an bis in die Nähe des Bades.

Hier ändert sich der Typus der Gesteine. Hinter dem neu errichteten Badehause ist durch Wegsprengen von Felsmassen ein sehr deutlicher Aufschluss hergestellt worden. In Folgendem zählen wir von unten nach oben die Schichten auf, die hier mit steilem Fallen nach Ost anstehen. Zunächst beobachtet man blätterige Schiefer, denen wenige Lagen groben Sandsteins eingelagert sind. Darüber kommt

ein feines, vorwiegend aus Quarzgeröllen bestehendes Conglomerat, in welchem ein unbedeutender Kohlenschmitz beobachtet wurde. Dann kommen graue, sandige Mergel. In den tieferen Lagen enthalten diese Mergel vereinzelte Einschlüsse fremder Gesteine. Gegen die Mitte ihrer Mächtigkeit zu ist den Mergeln eine Schicht festen blaugrauen Sandsteines mit Hieroglyphen untergeordnet. In den höheren Lagen enthalten die sandigen Mergel zahlreiche, wohlgerollte Geschiebe von mesozoischem Kalk, von Glimmerschiefer, von Kieselschiefer, von Quarz und dergleichen. Diese Geschiebe sind der weicheren Masse der Mergel eingebettet, in der Regel ohne sich zu berühren, so dass jedes Geschiebe von dem anderen durch Mergelsubstanz getrennt erscheint.

Etwas im Hangenden der Hieroglyphenbank gewahrten wir in den Mergeln einen fremdartigen Einschluss von sehr bedeutenden Dimensionen. Es war ein länglicher, unregelmässig gestalteter, aber nicht scharfkantiger Block von mehreren Fuss Durchmesser. Der Block lag mit seiner Längsaxe parallel der innerhalb der Mergel allerdings nicht sehr deutlichen Schichtung, welche zu beiden Seiten desselben ungestört fortzusetzen schien. Da wir mit unseren Hämmern der Festigkeit des Gesteines wegen keine Gesteinsprobe davon abzuschlagen vermochten, so wurde der betreffende Block von Arbeitern aus seinem Verbande mit den Mergeln abgelöst und dann mit Hilfe gröberer Werkzeuge, wenn auch mit Mühe zerschlagen. Dabei zeigte sich, dass wir es mit einem grauen, sehr festen Quarzit zu thun hatten. Eigenthümlich war, dass dieser Quarzitblock von einer sich relativ leicht ablösenden, 3—4 Zoll dicken Schaale umhüllt war, die, wie sich ergab, ebenfalls aus Quarzit und zwar aus demselben Quarzit bestand, wie er das Innere des Blockes bildete.

Dieser letztere Umstand lässt die Annahme, dieser Quarzitblock gehöre genetisch in dieselbe Kategorie von Geschieben, wie die erwähnten Glimmerschiefer- und Kalkgeschiebe, wohl etwas bedenklich erscheinen. Die Frage ist vielmehr erlaubt, ob wir hier nicht einer eigenthümlichen Concretionsbildung gegenüberstanden. Da diese Frage indessen mit unserer die Gliederung der Karpathensandsteine betreffenden Aufgabe nichts zu schaffen hat, so begnügen wir uns damit, die gewiss nicht uninteressante Beobachtung hier fixirt zu haben. Wir wollen nur noch im Vorübergehen erwähnen, dass die Beschaffenheit und das Aussehen des betreffenden Quarzits sich im Handstück nicht leicht unterscheiden lassen von der Beschaffenheit und dem Aussehen des Gang-Quarzits, den wir seinerzeit aus den Menilitschiefern von Delatyn beschrieben haben (Jahrb. d. geol. R.-A. 1877, pag. 73).

Ueber den sandigen Mergeln mit den fremdartigen Einschlüssen folgen dann, sich bis zu einem gewissen Grade aus den ersteren entwickelnd, mächtige Conglomeratbänke, aus welchen die Eisensäuerlinge hervortreten, deren Wasser als Kaszoner Sauerwasser in Siebenbürgen ziemlich bekannt ist.

Weiter oberhalb in der engen Schlucht stehen dann sehr feste, grobkörnige, aus grauen, glänzenden Quarzkörnern und feinen, weissen Glimmerschüppchen bestehende Sandsteine an, denen auch noch eine saure Quelle entspringt.

Mit Herbich müssen wir diese ganze Schichtenfolge zur Kreide zählen. Manche der hier angetroffenen Gesteine, wie namentlich die Sandsteinbänke oberhalb der rothen Schiefer oder die Conglomerate und Sandsteine bei den Sauerquellen bieten allerdings für diese Formation wenig Charakteristisches. Die Hieroglyphen führenden Sandsteinlagen indessen stimmen in ihrem Habitus durchaus mit solchen der karpathischen Entwickelung der Kreide in Galizien überein.

Von Kaszon Jakabfalva geht der Weg nordwärts über Kaszon Imper und Feltiz nach Kaszon Oldala. Das ist der Punkt, an welchem Herbich (Verhandl. 1873, Nr. 16) einen *Hoplites Castellanensis* entdeckt hat. Der Fundort befindet sich nördlich von Feltiz auf der rechten Thalseite des dortigen Baches bei der Sägemühle. Der Bach hat durch sein Herandrängen an das Gebirge hier die Schichten auf eine ziemliche Erstreckung gut aufgeschlossen. Wir sahen hier schüttige, dünnblätterige, dunkle Schiefer, denen plattige Sandsteinschiefer mit weissen, rechtwinklig sich kreuzenden Kalkspathadern eingelagert erschienen. Dünne Flötze von schlechtem Sphärosiderit, ähnlich wie im Neocom von Kovaszna, kamen hier ebenfalls vor. Sandsteinlagen mit Hieroglyphen sind selten, kommen aber vor und werden gegen das Hangende des Schichtencomplexes zu etwas häufiger. Die Hieroglyphen finden sich ausschliesslich auf der Unterseite der betreffenden Sandsteinlagen. Diese Hieroglyphensandsteine sind entweder dunkelgrau, gelblichbraun verwitternd und führen sehr wenige Glimmerpünktchen oder sie sind etwas heller gefärbt mit zahlreicheren Glimmerschüppchen auf den Bruchflächen. Von Bedeutung für den Vergleich mit andern Karpathensandstein-Gebieten erscheint also, dass hier, sowie bei Kovaszna, Hieroglyphen führende Niveau's dieser Sandsteine zugleich durch das Vorkommen von Ammoniten bezeichnet sind.

Nach Herbich (Széklerland p. 206) werden die hier geschilderten Schichten der Kaszon von einem dickschichtigen Sandsteine überlagert, dessen Typus für Siebenbürgen er im Uzthale aufgestellt hat, und welcher, wie wir gleich unten sehen werden, unserem sog. massigen Sandstein des Pruththales in Ostgalizien entspricht, den wir dort in die mittlere Gruppe der Karpathensandsteine gestellt haben.

Ausser den im Vorangehenden geschilderten Punkten, wo wir unsere Beobachtungen auf ziemlich eng begrenzte Localitäten beschränken mussten, suchten wir auch den Gesammtbau des ostsiebenbürgischen Sandsteinzuges an einem längeren Durchschnitte kennen zu lernen.

Wir wählten zu diesem Zwecke den Durchschnitt von Bereck (ONO von Keszdi-Vasarhely) über den Magyaros in das Ojtoszthal, bis zum Austritte desselben auf rumänisches Gebiet unterhalb Sosmezö.

Ueber diese Route finden sich schon in Herbich's mehrfach citirtem Werke (Széklerland p. 208) zahlreiche, werthvolle Daten und eine Profilskizze, doch schien uns nichtsdestoweniger für den Vergleich mit anderen Karpathensandstein-Gebieten eine persönliche Bereisung derselben unerlässlich, indem ohne dieselbe die Gruppirung der Einzelbeobachtungen zu einem vergleichbaren Bilde des Gesammtbaues kaum möglich ist.

Wir wollen zunächst die der Beobachtung sich hier direct darbietenden Verhältnisse skizziren (wobei wir uns unter Hinweis auf Herbich's Publication ziemlich kurz fassen können) und schliesslich dasjenige anknüpfen, was sich uns in Beziehung auf die Deutung der einzelnen Glieder und ihr Verhältniss zu den Karpathensandstein-Etagen der nördlichen Karpathenländer zu ergeben schien.

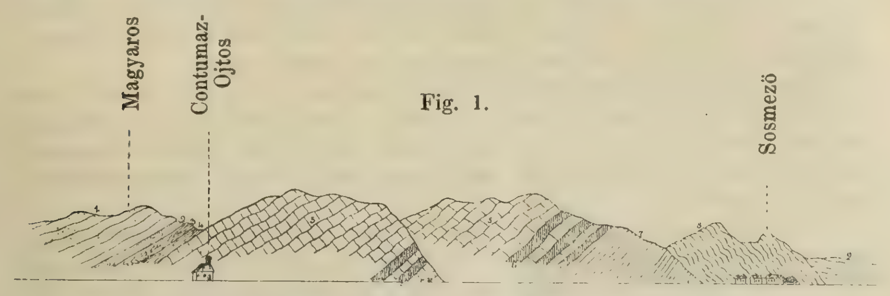


Fig. 1.

1. Grober Sandstein (Sandstein des Magyaros Herbich's).
2. Feinkörniger Sandstein.
3. Flachschalige Sandsteinschiefer.
4. Obere Hieroglyphenschichten.
5. Massiger Sandstein (Uz-Sandstein Herbich's).
6. Tiefere Hieroglyphenschichten (der mittleren Gruppe).
7. Ropiankaschichten.
8. Menilitschiefer.
9. Neogene Sandsteine und Thone.

Der erste, den Ostrand der Ebene der Háromszék begrenzende Höhenzug ist der des Magyarós, durch welchen die hier sehr weit gegen West (gegen den Rand der Ebene) vorgeschobene karpathische Wasserscheide bezeichnet ist.

Derselbe besteht aus meist gelblichem, grobem, glimmerreichem, ziemlich mürbem Sandsteine von ungleichem Korne, mit einzelnen thonigen Einschlüssen, genau demjenigen gleich, den wir von Zagon beschrieben haben (Fig. I, 1).

Mit flachem, westlichen Einfallen unter diesen Sandstein einschiessend, fanden wir nicht weit östlich unterhalb der Wasserscheide (an der alten Strasse, welche instructivere Aufschlüsse zeigt) einen petrographisch von ersterem ganz abweichenden Sandstein (Fig. I, 2). Derselbe ist plattig, feinkörnig, ziemlich fest, im Inneren grell blaugrau, mit bräunlicher Zersetzungsrinde; der äussere Habitus dieses Sandsteins erinnert an den der bekannten Wiener-Sandsteine des Kahlengebirges bei Wien, doch sahen wir keine Fucoiden oder Hieroglyphen in demselben.

Unter dieser, wie es scheint, nicht sehr mächtigen Lage folgen stellenweise bräunliche, schieferige Gesteine mit krummschaliger Struktur (Fig. I, 3), die ebenfalls nur in geringer Mächtigkeit entwickelt sind.

Am oberen Rande der Schlucht, welche, in der Nähe der alten Contumazgebäude von Ojtos in das Ojtosthal einmündend, sich west-nord-westwärts hinanzieht, trifft man wieder andere Schichten, die ebenfalls ziemlich flach gegen SW, also unter die bisher berührten einfallen (Fig. I, 4). Es ist ein rascher Wechsel von grünen, schieferigen

Thonen, die im Bachbette ziemlich weich und plastisch werden, mit dünnen, sehr festen, ebenfalls meist grünlichen Sandsteinbänken, die (auffallenderweise wieder stets auf der Unterseite der Schichten) mit den unter dem Namen der Hieroglyphen zusammengefassten Protuberanzen bedeckt sind. Wir sehen vorwiegend wurmförmige, geschlängelte Figuren, und jene aus den verschiedensten Etagen bekannte zellenartige, an Bienenwaben erinnernde Zeichnung, wie sie neuerdings in einem viel grösseren Exemplare von Matyasovsky bei Kis-Lippig gefunden und in das Genus *Glenodyctium* gestellt wurde.

Im grünen Thone kommen Pflanzenstengel vor, die jedoch eine nähere Deutung ebenfalls nicht zulassen. Auffallend ist, dass die die organische Substanz dieser Stengel ersetzende Masse reich an Glimmer ist, während dieses Mineral in der Masse des Thones selbst nicht bemerkt werden kann.

Bei der alten Contumaz Ojtos betritt man nun mit einem Male das Gebiet eines ganz anderen Gesteines. Mächtige Felsmassen stehen zu beiden Seiten des Thales an, die Berggehänge sind häufig von Felsblöcken und Trümmermassen bedeckt, die eine aschgraue oder bläulichgraue Färbung zeigen, und der Gegend einen sehr charakteristischen landschaftlichen Typus verleihen, genau denselben, den wir in den aus dem massigen Sandsteine des Pruththales in Ostgalizien zusammengesetzten Gebieten so häufig beobachtet und mehrfach geschildert haben.

Hier wie dort haben wir es mit einem in dicken, massigen Bänken geschichteten Sandsteine zu thun. Die petrographische Beschaffenheit einzelner Handstücke zeigte jedoch zu unserer Ueberraschung nicht jene Uebereinstimmung, wie sie bei einem so auffallend gleichen Gehänge-Habitus und Gesammt-Charakter hätte erwartet werden können. Die Sandsteine von Ojtos sind viel glimmerreicher als die des Pruththales, welche sogar in ihrer typischen Entwickelung (wie z. B. bei Jamna) ganz glimmerarm sind. Einige Aehnlichkeit könnte vielleicht in einer gewissen, durch Scharfkantigkeit des Korns bedingten Rauhigkeit der Bruchflächen gefunden werden, doch zeigen nur die feinkörnigeren Lagen des Ojtoser Sandsteins dieses Verhältniss; einzelne gröbere, in Quarzconglomerat übergehende Bänke, die auch hier, wie wohl in jedem ausgedehnteren Sandsteingebiete nicht fehlen, zeigen dagegen sehr wohl abgerollte Quarzgeschiebe.

Das Einfallen dieser Sandsteine, welche von Ojtos bis etwas oberhalb Sósmezö den höheren Theil der das Thal begrenzenden Bergzüge ausschliesslich, den tieferen vorwiegend zusammensetzen, ist der Regel nach ein ziemlich flach südwestliches; sie liegen somit unter allen früher erwähnten Bildungen, und kann man ihre Ueberlagerung durch die grünen Thone und Hieroglyphenschichten in der Schlucht bei Ojtos deutlich beobachten. Nur local und untergeordnet sieht man stellenweise steile oder selbst senkrechte Schichtenstellungen, welche jedoch nirgends auf grössere Erstreckungen anhalten, und wohl auf secundäre, wahrscheinlich in der Form von Verwürfen aufgetretene Störungen zurückzuführen sein dürften (Fig. I, 5).

Einer derartigen Störung ist es wohl auch zuzuschreiben, dass man, bevor man noch mit dem Thale gegen das Liegende der Schichten

hinabschreitend die untere Verbreitungsgrenze der eben besprochenen dickschichtigen Sandsteine erreicht, das Liegende derselben schon etwas höher, bei der sog. Räuberbrücke (Gyilkos hid), unterhalb der Ruinen des alten Rakoczy-Schlosses antrifft. Es sind dies an der Oberfläche grüne, gelbliche oder bräunliche (niemals blaugraue) Hieroglyphenschichten (Fig. I, 6), ganz jenen gleich, wie sie im Hangenden der Hauptmasse des Sandsteins, am obern Rande der Schlucht bei Ojtos vorkommen.

Etwas weiter abwärts gegen Sósmezö zu sieht man diese Schichten als Unterlage der dickschichtigen Sandsteine wieder hervorkommen. Sie wechseln hier, an der Strasse gut aufgeschlossen mit weichen, rothen, thonigen Schiefern, der ganze Complex steht aber auch mit den tieferen Lagen der massigen Sandsteine durch Wechsellagerung in engster Verbindung. Im Allgemeinen ist diese, die untere Grenze der Haupt-Sandsteinmasse bezeichnende Schichtgruppe derjenigen sehr ähnlich, die unmittelbar über jenem Sandstein liegt. Ein Unterschied ist hier jedoch insoferne zu erkennen, als die weichen Schiefer des unteren Niveau's roth, die des oberen grün sind. Die Hieroglyphen führenden Sandsteinbänke beider Abtheilungeu selbst aber sind im Handstücke nicht zu unterscheiden.

Noch weiter thalabwärts, aber noch vor Erreichung der Häuser von Sósmezö, fanden wir am linken Thalgehänge in den Schluchten und Wasserrinnen andere Hieroglyphengesteine (Fig. I, 7), die hier das tiefste Glied der bisher geschilderten Reihenfolge darstellen. Es sind lauter aus Galizien und der Bukowina wohlbekannte Typen, die wir hier in derselben bezeichnenden Vergesellschaftung finden, wie dort, nämlich blaugraue, hieroglyphenreiche Kalksandsteine, krummschalige, glimmerige, ebenfalls graue Gesteine (wir bezeichneten diesen Typus gewöhnlich nach Analogie der Ausdrucksweise der schlesischen Montanisten als „Strzolka-artig"), feste Hieroglyphensandsteine, die, im Inneren grau, an der Oberfläche bläulichgrün erschienen (mit den sub 6 geschilderten gelblichgrünen Hieroglyphenschichten nicht zu verwechseln), Sandsteine mit weissen Calcitadern, endlich auch rothe Mergel. Auch schwarze, kieselige, weissgeaderte Sandsteine sahen wir in Bruchstücken, sie stehen nach Herbich im Bachbette als tiefstes Glied des ganzen Complexes in einem kleinen Felsen an, den wir jedoch, wohl des höheren Wasserstandes wegen, nicht auffanden. Das Zusammenvorkommen aller dieser Varietäten constituirt einen sehr charakteristischen, stets leichter wiederzuerkennenden, als zu beschreibenden Gesammttypus, der diesen Complex scharf von allen bisher geschilderten scheidet.

Trotz dieser petrographischen Scheidung hängen aber die zuletzt geschilderten Gebilde noch in gewisser Beziehung mit dem massigen Sandsteine und den mit letzteren im Hangenden und Liegenden verbundenen Hieroglyphenschichten orographisch zusammen, und scheinen zu denselben sich als ein Glied einer zusammengehörigen Lagerfolge zu verhalten.

Nicht so die Gesteinsbildungen, die wir, von dem letztberührten Punkte noch weiter nordostwärts gegen die rumänische Grenze vor-

schreitend, bei den Häusern von Sósmezö zu beiden Seiten des Thales anstehen sahen (Fig. I, 8).

Die Bergformen daselbst zeigen vorwiegend etwas niedrigere, manchmal ziemlich spitze Kegel, das Einfallen der Schichten ist hier nicht mehr, wie bisher, ein vorwiegend westliches und südwestliches, sondern ganz discordant thalabwärts, gegen NO und O gerichtet, die Gesteine selbst endlich sind durchaus verschieden von den eben berührten. Hier gibt es keine Hieroglyphen, keine massigen Sandsteine mehr; wir haben hier vielmehr den aus Galizien so wohlbekannten Complex von blätterigen, Fischreste führenden, bituminösen Schiefern, weissen Sandsteinen, dunklen, weiss-verwitternden, thonig-kieseligen Schiefern, Lagen von zuweilen gestreiftem Hornstein etc. vor uns. Auch eine Lage von grobem, ungleichkörnigem Sandstein, mit thonigen Einschlüssen, ganz wie der von Zagon und vom Magyaros, tritt hier in diesem Complexe auf.

Dr. Herbich, welcher diesen Bildungen (l. c. p. 209) eine ausführliche Beschreibung widmet, bezeichnet sie als Menilitschiefer, und in der That ist die Uebereinstimmung derselben mit den in Schlesien als Menilitschiefer, in Galizien oft als „Fischschiefer" bezeichneten Gebilden in allen Varietäten eine so vollkommene, als es nur gewünscht werden kann.

Noch weiter gegen die Grenze zu legen sich anscheinend mit flacherem Einfallen an diese Menilitschiefer Neogenbildungen an, bläulichgraue, thonige, Gyps führende Sandsteine, welche genau so aussehen, wie die Salzthone des Pruththales bei Delatyn, auf die wir jedoch hier nicht näher eingehen wollen.

Bemerken wollen wir nur ganz beiläufig, dass wir die sonderbaren Ansichten Coquand's über die Altersverhältnisse der karpathischen Salzformation, welche er aus seinen Beobachtungen des rumänischen Ostrandes der siebenbürgischen Karpathensandsteinzone ableitet (sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains, qui les contiennent, bull. soc. géol. t. 24) nicht zu theilen vermögen. Inwieweit die Profile, welche er von der Lagerung der Salzformation bei Okna und östlich vom Ojtos-Pass entwirft, in allen Einzelheiten auf Beobachtung beruhen, oder inwieweit dieselben einer Darstellung vorgefasster Meinungen entsprechen, wollen wir nicht erörtern. Aufmerksam möchten wir nur auf die Thatsache machen, dass ein scheinbares Unterteuftwerden der Karpathensandsteine von der miocänen Salzformation schliesslich an manchen Stellen des Aussenrandes der Karpathen in Rumänien ebensowohl möglich ist, wie eine solche überkippte Schichtenstellung am galizischen Nordrande der Karpathen, von welcher wir und Andere bei früheren Gelegenheiten Beispiele angeführt haben und im Verlaufe dieser Arbeit noch anführen werden.

Aus einem solchen gestörten Lagerungsverhältniss (bei Okna scheint die Salzformation in der That unter die Menilitschiefer einzufallen) nun den Schluss abzuleiten, die Menilitschiefer seien jünger als diese Salzformation, und der sog. „Macigno mit Fucoiden" sei wieder jünger als die Menilitschiefer, war nur einem Beobachter möglich, der seine genaueren Beobachtungen auf den Rand des Gebirges beschränkte, den Bau der Hauptmasse desselben aber zu studiren keine Gelegenheit hatte.

Ein Rückblick auf das in den vorstehenden Zeilen Mitgetheilte ergibt vor Allem, dass die so übliche Bezeichnung „einförmig“ auf die ostsiebenbürgischen Karpathen-Sandsteingebiete wohl ebensowenig Anwendung finden kann, als auf die Schlesiens, Galiziens oder der Bukowina. Hier wie dort kann man petrographisch wohl charakterisirte Glieder unterscheiden und mit lebhaftester Befriedigung musste es uns erfüllen, dass das Verhältniss der petrographischen Typen zum relativen Niveau, einige bei der bedeutenden Entfernung der Gebiete von einander nicht befremdende, kleine lithologische Abweichungen abgerechnet, im Ganzen hier vollständig dasselbe ist, wie in den nördlicheren Karpathenländern.

Das tiefste Glied des Ojtoser Durchschnitts sind die bläulichen Hieroglyphenschichten oberhalb Sósmezö; diese entsprechen petrographisch vollkommen genau bis in alle Details demjenigen Schichtcomplex, den wir mit dem Namen der „Ropiankaschichten“ oder als „untere (neocome) Karpathensandsteine“ zu bezeichnen pflegen.

Als mittlere Gruppe haben wir in Siebenbürgen, wie in Schlesien, Galizien und der Bukowina eine mächtige Entwicklung von dickbänkigen (massigen) Sandsteinen.

In Schlesien sind dies die Godulasandsteine, in Galizien die „massigen Sandsteine von Jamna“, in der Bukowina die groben Sandsteine der Höhenzüge Tomnatik-Jerovec, Opcina slatina, Rakova-Lungul. Entsprechen auch die Ojtoser Sandsteine petrographisch nicht genau dem Jamnasandsteine, so gleichen sie dafür umso besser den erwähnten Sandsteinen der Bukowina und denjenigen Sandsteinzügen des Czeremoszthales (nördlich von Jablonica) durch welche die beiden letztgenannten in einander übergehen. (Paul und Tietze: Studien in der Sandsteinz. d. Karp. p. 112 [80].)

Recht auffallend ist es ferner, dass diese Ojtoser Sandsteine (Sandsteine von Uz nach Herbich), welche die gleiche orographische Rolle spielen, wie die Godula- und Jamna-Sandsteine, auch ebenso wie diese von gelblich-grünen Hieroglyphen - Schichten begleitet sind und dass sich das Vorkommen dieser letzteren gerade wie in Galizien an die untere und die obere Grenze des Sandsteins bindet.

Wir glauben sonach wohl keinen Augenblick an der Identität dieser Bildungen zweifeln zu dürfen.

Diese mittlere Abtheilung der Karpathensandsteine wird nun, wie wir sahen, im ostsiebenbürgischen Grenzgebirge im Osten und Westen von Gesteinszonen begleitet, in denen wir die wohlbekannten petrographischen Typen unserer oberen (eocänen) Gruppe wiederfinden.

Im Westen sind dies die Sandsteine vom Magyaros und von Zagon, welche in überraschender Deutlichkeit die bezeichnenden Charakteristika der Czernahora- und Magura-Sandsteine erkennen lassen.

Im Osten sind es die Menilitschiefer von Sósmezö, auf deren vollkommene Uebereinstimmung mit denen Galiziens bereits hingewiesen wurde. Von einiger Bedeutung ist das Vorkommen einer Bank von Czernahora-Sandstein bei Sósmezö, wodurch die Aequivalenz der westlichen mit der östlichen Zone noch deutlicher wird.

Dass diese Menilitschiefer, welche Herbich (l. c. 251) noch provisorisch zur oberen Kreide stellt, sicher in's Eocän, bezüglich in's

Oligocän, gehören, kann nach allen neueren Erfahrungen (vgl. Paul und Tietze, Studien, p. 119 [87]) nicht zweifelhaft sein. Der weisse, mit denselben in Verbindung stehende Sandstein, in welchem Herbich (l. c. 217) ein Aequivalent des Sandsteines von Wama in der Bukowina vermuthet, ist wohl vielmehr sicher identisch mit jenem Sandsteine, den wir vom Kliva bei Zarzyce, von Lubiżnia etc. beschrieben und der sich häufig gegen die obere Grenze der Menilitschiefer zu einstellt.

Fassen wir nun die Hauptresultate unserer Beobachtungen in wenigen Worten zusammen.

Die Hauptmasse desjenigen Theiles des ostsiebenbürgischen Grenzgebirges, welchen wir kennen lernten, besteht nach denselben aus Sandsteinen, die wahrscheinlich der mittleren Kreide angehören. Unter diesen treten stellenweise unsere Ropiankaschichten hervor, d. i. diejenige Gesteinsgruppe, welche durch Herbich's so hochwichtige Cephalopodenfunde als neocom nachgewiesen wurde.

Jederseits schliesst sich an diesen Hauptzug discordant gelagert eine eocäne Randzone an; die westliche derselben setzt wohl den grössten Theil des Ostrandes der Harumszeker Ebene zusammen; von der östlichen reicht nur eine kleine Partie bei Sósmezö in das Gebiet Siebenbürgens.

II. Die Funde alteocäner Versteinerungen bei Trebusza in der Marmarosch.

Als wir uns am Anfang des Sommers 1878 nach Siebenbürgen begaben, erfuhren wir während der Reise gelegentlich eines kurzen Aufenthaltes in Pest durch dortige Fachgenossen von der Entdeckung eines Fundortes von Brachiopoden, welche der königl. ungarische Geologe Herr Gesell bei Trebusza nördlich von Szigeth in der Marmarosch gemacht hatte.

Da der Fundort im Bereich des Karpathensandsteines lag und die eventuelle Deutung der betreffenden Versteinerungen von Wichtigkeit für die Auffassung des ganzen Sandsteingebietes jener Gegend überhaupt werden konnte, so nahmen wir Veranlassung uns nach Beendigung unserer Aufnahmsthätigkeit in Galizien noch einmal nach der Marmarosch zu begeben um den betreffenden Punkt persönlich kennen zu lernen.

Derselbe befindet sich an der Viszo kurz vor der Einmündung dieses Flusses in die Theiss.

Hier befindet sich am linken Ufer des Flusses bei Rona pojana ein alter, jetzt aufgelassener Eisensteinbergbau, Namens Luhi. Die Eisensteine, welche hier ausgebeutet wurden, liegen über einem dichten, dunkelgrauen Kalkstein, welcher kantige Fragmente verschiedener älterer Gesteine, namentlich krystallinischer Schiefer (Chloritschiefer) eingeschlossen enthält und stellenweise sich durch einen grossen Reichthum an eben jenen Brachiopoden auszeichnet, welche Herr Gesell zuerst auffand.

Ueber den Eisensteinen folgen andererseits Schiefer und über diesen liegen Sandsteine mit flach südwestlichem Fallen.

Ist dieser Punkt bei Luhi dankbarer für das Aufsuchen von Versteinerungen, welche namentlich auf den Halden des Bergbaues zahlreich in den Gesteinsstücken vorkommen, so ist dafür das andere (rechte) Ufer der Viszo, längs welchem die Strasse führt, lehrreicher in Bezug auf die Gliederung und die Lagerfolge der verschiedenen Schichtgebilde, welche diese Gegend zusammensetzen.

Hier beobachteten wir auch, dass eine Lage der oberen Partieen des betreffenden Kalksteines, welcher auf der anderen Thalseite die Brachiopoden geliefert hatte, ganz erfüllt erschien von kleinen *Nummuliten.* Der Zusammenhang der Kalksteine beider Ufer ist ein ganz augenscheinlicher.

Ueber dem Nummulitenkalk, der dem Gestein nach dem Brachiopodenkalk sehr ähnlich sieht, aber wie es scheint keine Fragmente von älteren Schiefern eingebacken enthält, liegen auch hier zunächst Schiefer. Auf der anderen Thalseite konnte dieser Kalk wohl nur der ungünstigen Aufschlüsse wegen nicht beobachtet werden. Ueber den Schiefern folgen dann ebenso wie auf dem linken Ufer Sandsteine. Es kann noch nebenbei betont werden, dass die betreffenden Schiefer keinerlei Aehnlichkeit mit Menilitschiefern haben.

Unter der Gesammtmasse aber des Kalkes, das heisst zunächst unter dem Brachiopodenkalk liegen hier massig geschichtete Bänke von Sandstein. Der letztere ist grobkörnig, stellenweise etwas grünlich, enthält viel weissen Glimmer und kleine Stückchen von Kieselschiefer. Er geht auch in ein Conglomerat über, welches vorwiegend weissen Quarz, kleinere Fragmente von Thonschiefer, Kieselschiefer und grünlichem Chloritschiefer enthält. Noch weiter im Liegenden kommen sehr grobe Conglomerate mit vielen Glimmerschieferbrocken, dann aber Lagen dünngeschichteter, sandiger, sehr glimmerreicher Schiefer und mässig dick geschichtete Sandsteine. Noch weiter thalaufwärts gegen das Liegende zu prävaliren die Schiefer, welche stellenweise einige Krummschaaligkeit zeigen und endlich treten vor der Thalbiegung plattige Sandsteine mit Spuren von Wülsten auf den Schichtflächen auf. Weiter haben wir leider dieses Profil nicht verfolgt.

Alle die genannten Schichten fallen flach nach SW. oder nach WSW.

Herr Dr. Bittner war so freundlich die Bestimmung der Versteinerungen des betreffenden Brachiopodenkalkes nach den ziemlich zahlreichen von uns mitgebrachten Stücken zu übernehmen. Er theilt uns das Ergebniss seiner Untersuchung in den folgenden Zeilen mit, die wir hier wörtlich zum Abdruck bringen:

„Die von Trebusza bei Szigeth stammenden petrefactenreichen Gesteinsstücke haben eine Fauna geliefert, welche, was die Zahl der Individuen anlangt, zum grössten Theile aus Brachiopoden besteht; neben diesen fanden sich darin noch:

Haifischzähne,
Austern,
eine stark concentrisch gerippte, etwas schiefe, Pecten-artige, kleine Bivalve,
ein kleiner glatter Pecten,
einige Durchschnitte von Crinoidenstielen.

Nur die Brachiopoden sind von Werth für den Vergleich mit anderen Ablagerungen. Sie gehören zwei Arten an und konnten mit den bekannten häufigsten Formen der Vicentinischen Spilecco-Schichten, also mit

Terebratula Fumanensis Menegh. und
Rhynchonella polymorpha Massalongo

identificirt werden. Während aber am Monte Spilecco, sowie an anderen südalpinen Fundorten dieser eigenthümlichen Fauna die Rhynchonella entschieden an Zahl überwiegt und neben ihr die Terebratel nur in ganz spärlichen Exemplaren auftritt, dieselbe überhaupt nur bei Casa Bertoldi oberhalb Crespadoro (Zovo di Castelvecchio) und am Monte Altissimo di Nago in grösserer Menge vorzukommen scheint, herrschte in den von dem karpathischen Fundorte mitgebrachten Gesteinsstücken das umgekehrte Verhältniss, die Rhynchonella trat verhältnissmässig selten neben der häufigen Terebratel auf.

Die *Terebratula Fumanensis* Menegh. von Trebusza, welche in allen Grössen, von 4—15 Mm. Länge vorliegt, stimmt nicht nur äusserst genau überein mit der von T. Davidson im Geol. Mag. vol. VII. 1870, pag. 366, tab. XVII. Fig. 6, 7, 8 gegebenen Beschreibung und Abbildung, sondern auch mit den in der Sammlung der k. k. geolog. R.-A. in grösserer Anzahl vorhandenen Exemplaren dieser Art von den bereits oben genannten Fundorten Casa Bertoldi, Monte Spilecco und Monte Altissimo di Nago. Die kleineren Exemplare pflegen im Allgemeinen flacher zu sein als die im Wachsthum weiter vorgeschrittenen; in einem mittleren Grössenstadium, dem die Mehrzahl angehört, unterscheidet man eine dickere und eine flachere Form, die indessen nicht getrennt werden können und die grössten vorliegenden Exemplare gehören fast durchaus der aufgeblaseneren Abänderung an. Einzelne Stücke zeigen eine äusserst schwache Andeutung einer Stirnbucht an der kleinen Schale. Alle aber stimmen überein in der grossen Abflachung der kleinen Schale, welche Bildung dieser Form ihr eigenthümliches Gepräge gibt. Die Variabilitätsgrenzen sind keine sehr weiten und für die vicentinischen Exemplare konnten nahezu Stück für Stück völlig übereinstimmende Vertreter unter dem karpathischen Materiale gefunden werden.

Die zweite Art, *Rhynchonella polymorpha* Massalongo, kommt bei Trebusza ebenso wie im vicentinischen Eocän in glatten und gerippten Abänderungen vor, sie ist auch ebenso hier wie dort bald nach der rechten, bald nach der linken Seite hin verzerrt und die wenig zahlreichen karpathischen Exemplare beweisen, dass auch alle übrigen Formverschiedenheiten dieser so überaus variablen Species an der karpathischen Localität zu finden sein werden. Unter den glatten Formen sind bei Bolca und bei Crespadoro einzelne nahezu symmetrisch gebaute Stücke vorhanden, die sehr an die etwas jüngere *Rh. Bolcensis* Mass. und noch mehr an die miocäne *Rh. bipartita* Broc. erinnern; sie finden sich bei Trebusza ebenfalls.

Auch eine sehr flache, der *Rhynchonella complanata* Brocci (miocän) nahestehende, aber etwas unsymmetrische Form läuft an beiden Orten mit unter. Die gerippten Formen der karpathischen *Rh. poly-*

morpha zeigen abweichend von ihren vicentinischen Verwandten meist nur einige wenige und schärfere Rippen, während diese mehrfacher schwach gerippt zu sein pflegen. Doch gilt das auch nicht für alle Localitäten der Südalpen, indem bei Villa Montagna und Moja oberhalb Trient unter den mit zahlreichen Rippen versehenen Stücken auch solche mit spärlicher Berippung liegen; an anderen Stellen fehlen gerippte Exemplare nahezu ganz, so in den rothen Kalkknollen der Localität Casa Bertoldi, wo nur glatte Exemplare auftreten, während an dem wenig entfernten Monte Spilecco die gerippte Form überwiegt. Dass auch einzelne Stücke sich finden, die der jüngeren *Rh. Buchii Michti* zum Verwechseln ähnlich sind, sei nur nebenbei bemerkt.

Nach dem voranstehend Gesagten wird zu schliessen erlaubt sein, dass man es bei Trebusza höchst wahrscheinlich mit einem Aequivalente der Schichten von Spilecco, der tiefsten eocänen Ablagerungen im vicentinischen Tertiär zu thun habe. Dass diese Ablagerung nicht älter sei, dafür spricht vielleicht auch das Mitvorkommen grauen Kalkes, in dem Durchschnitte kleiner Nummuliten ausgewittert sind; ob sie aber nicht jünger sein könne, als der Horizont von Spilecco, das erlauben die Brachiopoden wohl kaum mit Sicherheit festzustellen.

Immerhin ist es von grosser Bedeutung ein faunistisches Analogon der merkwürdigen Spilecco-Schichten, die ihrer Lagerung nach ein so hohes Interesse beanspruchen, in so weiter Entfernung wieder auftreten zu sehen. Zudem erlaubt es das Vorkommen der karpathischen Brachiopoden in einem Gesteine, das sich durch seine Einschlüsse von Quarz- und Schiefergeröllen als eine Strandbildung erweist, einen Schluss zu ziehen auf den Standort der Spilecco-Brachiopoden, über den das vicentinische Vorkommen nichts verräth. Es darf hier wohl auf die ganz ähnliche Facies in der Gosaukreide hingewiesen werden, die sich als wahre Strandbildung den älteren Kalken von Starhemberg und von der hohen Wand angeklebt findet und welche eine ganz analoge Fauna, die vorherrschend aus einer Terebratel, einer Rhynchonella und einer Terebratulina (eine solche kommt auch am Monte Spilecco vor) neben Austern und spärlichen anderen Organismen führt und in ähnlicher Weise den Rudisten- und Korallenführenden Gosaukalken vorangeht, wie die Spileccofauna den Nummuliten- nnd Korallen führenden Kalksteinen der höher folgenden Eocänablagerungen der Südalpen."

Das Ergebniss der Bittner'schen Untersuchung ist nun nicht allein deshalb werthvoll, weil es eine Beziehung zwischen den Eocänbildungen der Ostkarpathen mit denen der Alpen herstellt, für unser Ziel erscheint es vielmehr von besonderem Werthe, dass die Existenz des untersten Eocäns in einem Theile der karpathischen Sandsteinzone über der Hauptmasse der dort entwickelten Sandsteine nachgewiesen wurde. Diese Thatsache ist ein Beweis mehr für unsere Behauptung, dass auch in den ostkarpathischen Gebieten ein grosser Theil der dortigen Sandsteinbildungen zur Kreideformation gehört, eine Behauptung, welche auch durch den Umstand illustrirt werden kann, dass in der Umgebung von Trebusza ein Ammonit im Karpathensandstein gefunden wurde, der gegenwärtig in Pest aufbewahrt wird.

Leider war der specielle Fundort dieses Ammoniten nicht genau genug zu ermitteln, so dass eine Wiederaufsuchung der betreffenden Stelle für uns unmöglich war.

III. Die Thalgebiete der goldenen und der schwarzen Bystryca.

Bereits in unsern früheren Studien (Jahrb. 1877, p. 62 [30]) haben wir, indem wir unsere Beobachtungen über das Auftreten des Nummulitengesteins von Pasieczna mittheilten, über die geologischen Verhältnisse eines Stückes des Thalgebietes der Złota Bystryca (goldene Bystryca) berichtet.

Wir werden jetzt an diese Schilderung anknüpfen, um zunächst in kurzen Worten die Zusammensetzung des Gebirges oberhalb Pasieczna bis hinauf zu den Quellen der goldenen Bystryca zu beschreiben.

Vorher aber wollen wir noch erwähnen, dass bei Nadworna und zwar unmittelbar nördlich von der Stadt, an der Strasse nach Stanislau, sich eine isolirte kleinere Gebirgsmasse befindet, welche, soweit dies bei der Berglehmbedeckung sichtbar, aus dünn geschichtetem Sandstein besteht. Die besten Aufschlüsse befinden sich am linken Ufer des Flusses in der Nähe der über denselben führenden Brücke. Diese ganze Gesteinspartie liegt im Hangenden der weiter südlich entwickelten Menilitschiefer. Das Einfallen ist von diesen Schiefern abgewendet. Insofern aber diese Bergmasse, wie gesagt wurde, isolirt ist, lässt sich nicht mit Evidenz entscheiden, ob die betreffenden Sandsteine von den Schiefern durch eine Verwerfung getrennt oder in continuirlicher Folge mit denselben verbunden sind. Dem Aussehen nach könnten sie vielleicht mit den sonst häufig im unmittelbarsten Hangenden der Menilitschiefer-Gruppe auftretenden und noch zu dieser gehörigen hellen Sandsteinen verglichen werden, wie sie z. B. die Menilitschiefer des Lubiżniathales bei Delatyn bedecken. Andererseits treten sie in einer Region auf, welche in der Fortsetzung der Gesteine der Salzformation liegt. Die Formationsbestimmung jener Sandsteine kann jedenfalls nur zwischen den beiden angedeuteten Annahmen schwanken, und diese Annahmen liegen nicht weit von einander entfernt. Wir haben uns auf der Karte dahin entschieden, die betreffenden Gebilde zur Salzformation zu ziehen.

Von besonderem Interesse scheint es uns, dass verschiedene Lagen des besprochenen Sandsteins sich zu einer Art von Kupferschiefer entwickelt haben. Die dünnen, durch spärlich zerstreute sehr feine, weisse Glimmerschüppchen bezeichneten, sandig schiefrigen Lagen zeigen auf den Schichtflächen einen Ueberzug von Kupfergrün. Im Querbruch erscheinen die einzelnen Sandsteinplatten fein grün gestreift. Die hier im Sandstein vertheilte Kupfermasse ist relativ nicht unbedeutend, wenn auch die ganze, derart imprägnirte Gesteinsmasse nicht ausgedehnt genug ist, um einen Abbau zu rechtfertigen.

Wem die bekannte Kupferführung der bekanntlich auch durch Salzlagerstätten ausgezeichneten Permformation auffällig erscheint, der darf in dem erwähnten Kupfervorkommen in der Salzformation Galiziens vielleicht eine theoretisch nicht unwichtige Thatsache erblicken.

Ohne eine Combination an diese Thatsache zu knüpfen, möchten wir doch der Analogie wegen darauf hinweisen, dass auch bei Truskawiec im Bereich der Salzformation Erzvorkommnisse uns bekannt geworden sind, worauf wir später noch kurz zurückkommen.

Nach dieser Einschaltung nehmen wir nunmehr die Beschreibung der Verhältnisse oberhalb Pasieczna auf.

Der Nummulitenkalksandstein, den wir in pittoresken Felswänden vornehmlich auf dem linken Ufer der Bystryca bei Pasieczna anstehend sahen, zieht sich von dort längs des Buchtowiecbaches zu beiden Seiten desselben mit ziemlich flacher Lagerung seiner Gesteinsbänke fort gegen Maniawa hin. Bei dem Dorfe Buchtowiec bildet der gleichnamige Bach einen hübschen Wasserfall. Bei der Seltenheit, mit welcher irgend nennenswerthe Wasserfälle im Gebiete der Karpathensandsteine auftreten, ist dieser Punkt in der ganzen Gegend wohl bekannt und wird häufig von Touristen aus den nächst gelegenen Städten Galiziens besucht.

Der Buchtowiecbach stürzt sich hier mit einem vielleicht 9 Klftr. hohen Fall in eine von nahezu senkrechten Wänden eingefasste, etwas kesselartig erweiterte Schlucht. Die obere Gesteinspartie dieser Wände besteht noch aus den flach geschichteten Nummulitengesteinen, welche in continuirlichem Zusammenhange mit dem Nummulitengesteine von Pasieczna stehen, obschon bemerkt werden muss, dass die Nummuliten selbst hier anscheinend bereits sehr selten sind. Die untere Partie jener Felswände aber zeigt im Liegenden des Nummulitengesteines und zwar ebenfalls bei fast horizontaler Lagerung eine Reihe dünner geschichteter Bänke von ganz anderem Habitus.

Es sind Platten eines kieseligen Sandsteines von grünlicher Farbe, auf deren Schichtflächen sich in grosser Anzahl Hieroglyphen finden. Die letzteren sind so deutlich, dass man an die untercretacischen Ropiankaschichten erinnert werden könnte. Von letzteren unterscheiden sich jedoch die fraglichen Schichten durch den Mangel an Kalkgehalt und Glimmer, sowie durch das Nichtvorkommen krummschaliger Bruchflächen. Die völlige Concordanz der beiden hier anstehenden Bildungen, des Nummulitensandsteins und der Hieroglyphensandsteine schliesst zudem die Möglichkeit fast aus, dass hier echte Ropiankaschichten angenommen werden könnten, indem alsdann das Fehlen aller zwischenliegenden Bildungen der mittleren Karpathensandstein-Gruppe schwer zu erklären wäre.

Wir haben hier einen relativ jüngeren Horizont der Karpathensandsteine vor uns, den wir noch an manchen anderen Punkten in ähnlicher relativer Lagerung antreffen werden, und den wir zunächst als den der oberen Hieroglyphenschichten bezeichnen wollen.

Wir werden in späteren Abschnitten dieser Arbeit Gelegenheit haben, massgebende Profile für die Orientirung dieses Horizontes in der karpathischen Schichtenreihe beizubringen.

Wir haben ja auch in Siebenbürgen einen ganz entsprechenden Gesteinscomplex an der oberen Grenze der mittleren Karpathensandsteine kennen gelernt. Am Nächsten würde es liegen, die Liegendschichten des Nummulitengesteins von Buchtowiec in Beziehung zu setzen mit den unmittelbaren Liegendschichten des Nummulitengesteins

bei Pasieczna, welche wir (l. c. p. 64 [32]) als einen Complex von thonigen, grünen Mergeln mit Sandsteinen beschrieben haben. Allerdings ist die petrographische Beschaffenheit dieses Schichtcomplexes nicht ganz dieselbe, wie die der Liegendschichten von Buchtowiec und sind namentlich die Hieroglyphen daselbst nicht so deutlich und so zahlreich wie am Wasserfall, indessen ist die grüne Gesteinsfärbung und der Mangel an Kalkgehalt für beide Ablagerungen gleich charakteristisch und lassen die Lagerungs-Verhältnisse vorläufig wohl eine andere Parallelisirung nicht zu.

Kehren wir nach Pasieczna zurück und beginnen wir von dort unsere Wanderung flussaufwärts, so sehen wir zunächst am rechten (östlichen) Flussufer gleich hinter dem Friedhof die Bänke des Nummulitengesteins, das kurz vorher noch ziemlich flach gelagert war, ziemlich steil aufgerichtet und unmittelbar daran grenzend einen Complex dünner, geschichteter Sandsteine und Schiefer von grünlicher Gesteinsfarbe, in welchen zahlreiche Hieroglyphen gefunden werden können. Dahinter wird dann bei Fenterale das Thalgehänge von gelblichen Sandsteinen zusammengesetzt, deren petrographische Eigenschaften keine ausgesprochene Verwandtschaft mit typischen Vertretern bestimmter Karpathensandstein-Etagen besitzen. Wir rechnen diese Sandsteine vorläufig zu unserer mittleren Gruppe der Karpathensandsteine und erblicken in den vorher erwähnten grünlichen Sandsteinen und Schiefern die oberen Hieroglyphenschichten.

Am linken (westlichen) Ufer der Bystryca gelang es nicht, an der entsprechenden Stelle diese Hieroglyphenschichten aufzufinden. Das Nummulitengestein reicht hier bis ungefähr zum Bache Czorcin mit ziemlich flacher Lagerung und von da an aufwärts beginnt derselbe Sandstein, wie er auf dem anderen Flussufer bei Fenterale herrscht.

Oberhalb Fenterale bei der Localität Bursuczna sieht man am linken Flussufer dünner geschichtete Gesteinsbänke anstehen, welche vielleicht den Ropiankaschichten zuzuzählen sind. Ueber diesen Schichten folgen gegen den Chrepelow-Bach zu und durch diesen aufgeschlossen wieder dicker geschichtete Sandsteine von stellenweise etwas grünlicher Färbung und jenseits des Längsthales des Chrepelow treten bei dem Dorfe Zielona auf beiden Seiten der Bystryca massige Sandsteine auf, wie sie uns im Pruththale bekannt sind.

Gradüber von Bursuczna bei der Dampfsäge konnten Ropiankaschichten, welche den soeben erwähnten dünner geschichteten Bänken am linken Ufer entsprechen würden, nicht aufgefunden werden. Dagegen wurden Hieroglyphen führende Lagen an mehreren Stellen des Thales von Zielienica beobachtet. Dieses Thal mündet bei der Dampfsäge in die Bystryca und verläuft ungefähr in südost-nordwestlicher Richtung, also annähernd dem Gebirgsstreichen entsprechend, so dass die Hieroglyphenschichten von Zielienica ziemlich in der Streichungs-Fortsetzung der Schichten von Bursuczna liegen. Man beobachtet dieselbe zunächst am Einflusse des Czernik-Baches in die Zielienica und dann namentlich in der Umgebung des Forsthauses Zielienica, wo die Aufschlüsse sehr schön sind. Soweit unsere Beobachtungen reichen, haben wir hier allerdings nicht die unteren, typischeren Lagen der Ropiankaschichten vor uns. Es

sind die Hieroglyphen selbst zwar sehr deutlich und zahlreich, indessen zeigt das ganze Schichtensystem eine grünliche Färbung, wie sie bei vollständigeren Profilen im Gebiete des Pruth und des Czeremosz nur den oberen Lagen der Ropiankaschichten eigen ist, und wie sie bei undeutlichen Lagerungs-Verhältnissen sehr leicht zu Verwechslungen dieser Schichten mit den gleichfalls durch grünliche Färbung ausgezeichneten oberen Hieroglyphenschichten führen kann. Bei Zielienica fand sich auch in der Nähe des Forsthauses das grüne Breccien-Conglomerat den beschriebenen Schichten eingeschaltet, welches wir seinerzeit bei Delatyn und auch im Creremoszthale in cretacischen Karpathen-Sandsteinen beobachtet hatten.

Der massige Sandstein von Jamna grenzt an mehreren Punkten hier unmittelbar an die betreffenden Hieroglyphenschichten an. Bei der Thalverengung oberhalb des Dorfes Zielienica beim kleinen Bache Jarczycowka tritt dieser Sandstein beiderseits an den Fluss heran und sind seine Gehänge hier, wie ein Stück weiter flussaufwärts bei Predulce durch massenhaftes Blockwerk bezeichnet.

Sandsteine der mittleren Gruppe nehmen überhaupt zwischen Zielienica und Zielona und noch weiter die Bystryca aufwärts einen grossen Raum ein. Nicht überall in diesem Gebiete sind es grade die massigen, hellfarbigen Sandsteine. An einigen Stellen, wie z. B. bei der Einmündung des Maximec-Baches in die Bystryca treten ziemlich dickschichtige Bänke eines dunkelgrünlichen oder bräunlichen, festen Sandsteins auf, welche einem etwas tieferen Niveau angehören. Sie dürften ziemlich genau den grünlichen und braunen Sandsteinbänken entsprechen, welche am Wasserfall des Pruth oberhalb Jaremcze das unmittelbare Liegende des Sandsteins von Jamna bilden und dort zwischen diesen und den grünlichen Schieferlagern eingeschaltet erscheinen, welche dort das oberste Niveau der Ropiankaschichten einnehmen. Noch ältere Schichten als diese Sandsteine scheint der Maximec-Bach nicht blosgelegt zu haben.

Erst weiter flussaufwärts gleich oberhalb Holodyszcze findet im Bereich des massigen Sandsteins ein tiefer greifender Aufbruch statt, durch welchen echte Ropiankaschichten an die Oberfläche gebracht wurden. Strzolka-artige Gesteine mit Hieroglyphen und Fucoidenschiefer z. Th. von röthlicher Farbe, wie wir sie später stellenweise in den Ropiankaschichten des Stryi-Thales antreffen werden, treten hier auf. Doch beschränkt sich das Vorkommen dieser Gesteine hier auf die Flussufer und die denselben zunächst gelegenen tieferen Theile der Berggehänge. Eine bedeutendere Erstreckung dieser Ropiankaschichten dem Streichen nach liess sich nicht nachweisen. Die Kuppen der Berge beiderseits der Bystryca bestehen vielmehr noch immer aus typischem massigen Sandstein.

Dieser Zug von massigem Sandstein ist einer der orographisch ausgesprochendsten in diesem Theile der Karpathen. Er setzt sich als hohe Kette nach Südosten fort, wo er durch die Gipfel Skalki, Piekun, Doboczanka, Gorgan, Sennik (1664 M.) und Chomiak (1544 M.) bezeichnet wird. Durch den Chomiak schliesst er sich an die Gebirge des oberen Pruththales an.

Nach Nordwesten auf der linken Seite der Bystryca, wo sich der Maxymec (1490 Meter) erhebt, setzt sich dieser Zug mit zunehmender Erhebung über den Gawor (1563 M.), und den Bojaryn (1679 M.) nach der Sewola (1818 M.) fort in das Quellgebiet der schwarzen Bystryca, um sich dann gegen das Lomnica-Thal hin wieder zu senken und sich jenseits desselben nochmals zu der mächtigen Arsyczen-Kette zu erheben.

Hat man, die Bystryca aufwärts gehend, diese Zone massigen Sandsteins verquert, so trifft man bei Tersowanie typische Menilitschiefer. Dieselben erstrecken sich von da nordwestlich gegen Salatruk zu und südöstlich im Bereich des Duszyniec-Baches. Man sieht dieselben Schiefer noch weiter thalaufwärts bei Rafayłowa und bis gegen den Panther-Pass hin. An mehreren Stellen treten im Bereich dieser Schieferzone auch geschlossene Sandstein-Erhebungen auf. So z. B. besteht die Ploska aus Sandstein, ebenso die Taupiszyrka. Bei der dichten Waldbedeckung dieses Gebietes ist es aber nicht leicht, Aufschlüsse zu finden, durch welche das Verhältniss dieser Sandsteine zu den Menilitschiefern aufgeklärt werden könnte. Die Sandsteine zeigen sich an den Abhängen jener Berge häufig nur in einzelnen losen Brocken umherliegend. Wenn wir nun die Sandsteine der Taupiszyrka auf den Aufnahmskarten als zur mittleren Gruppe gehörig bezeichnet haben, da man eben auf einer Karte sich doch für die eine oder die andere Deutung entscheiden muss, so ist doch diese Deutung für uns noch keine ganz sichergestellte. Eine vollkommene Uebereinstimmung mit den massigen Sandsteinen von Jamna zeigt der Sandstein der Taupiszyrka nicht. Allerdings bildet er stellenweise an den Gehängen Schutthalden, welche den Schutthalden des Sandsteins von Jamna etwas ähnlich sehen, allein die einzelnen Gesteinsfragmente haben stets eine relativ sehr bescheidene Grösse. Seine Farbe ist hell, wie die des massigen Sandsteins, aber seine innen etwas gelbliche Masse überzieht sich mit einer viel weisseren Verwitterungsfläche, als bei dem Sandstein von Jamna. Auch ist er kieseliger und splitteriger, als letzterer. Es wäre möglich, dass der fragliche Sandstein der Taupiszyrka ein Analogon darstellte von gewissen, später zu erwähnenden Sandsteinen, welche wir im Flussgebiet des Stryi und Opor zwischen den oberen Hieroglyphenschichten und den Menilitschiefern wahrgenommen haben. Auf diese Sandsteine sind wir aber erst in letzter Zeit beim Fortschreiten unserer Untersuchungen aufmerksam geworden, und hatten nicht mehr Gelegenheit, unsere dabei gewonnene Erfahrung auf die Thalgebiete der Bystryca und der Lomnica anzuwenden, welche seit dem Sommer 1877 von uns nicht mehr besucht wurden.

Weiter aufwärts von Rafayłowa besteht das Ursprungsgebiet der zahlreichen Quellbäche der goldenen Bystryca, der unter dem Namen der Czarna Polonina bekannte, durch die Kuppen Bratkowska und Czarna Klewa bezeichnete Grenzkamm wieder aus Sandsteinen. Dieselben sind denen des Höhenzuges Kostrica-Kukul ziemlich ähnlich. Sie liegen auch ungefähr in der idealen Streichungs-Fortsetzung jenes Gebirgszuges, und da wir in unsern früheren Studien (l. c. p. 86 [54] und p. 103 [71]) die Sandsteine des Kostrica-Kukul-Zuges den mitt-

leren Karpathensandsteinen zugezählt haben, so wenden wir dieselbe Deutung für diejenigen der Czarna Polonina an. Schon am Kukul fanden wir seinerzeit nicht dieselbe Dickschichtigkeit der Gesteinsbänke, wie in der östlicher gelegenen Kostrica. Es darf daher nicht befremden, wenn in der westlicher gelegenen Czarna Polonina ebenso wenig dieselbe Massigkeit des Sandsteins beobachtet werden konnte. Es ist eine Erfahrung, deren wir noch mehrfach gedenken werden, dass die Eigenschaften gewisser Ablagerungen in den Karpathen sich etwas verändert finden, je nachdem man dieselbe Ablagerung an einem mehr westlich oder an einem mehr östlich gelegenen Punkte untersucht. Ebenso finden dergleichen Modificationen der Facies von Norden nach Süden zu statt, ein Umstand, der selbst geübte Beobachter zu Irrungen verleiten kann, wenn es ihnen nicht gelingt, sich der Uebergänge und somit der Zusammengehörigkeit der betreffenden Ablagerungen bewusst zu bleiben.

Die Zusammensetzung des Thalgebietes der schwarzen Bystryca ist in vieler Beziehung der des Thalgebietes der goldenen Bystryca analog.

So wie in der Gegend von Nadworna, bestehen auch bei Sołotwina die meist flachen, niedrigen Vorhügel der Karpathen in ihrem Kern aus den Gesteinen der miocänen Salzformation. Freilich kann diese Formation an der Oberfläche nicht überall beobachtet werden, insofern eine mehr oder minder dicke Berglehmdecke die miocänen Schichten überdeckt. Die Petroleumvorkommnisse von Starunia und Dzwiniacz gehören dieser Salzformation an. Bei Dzwiniacz kommt auch Schwefel vor.

Bei Sołotwina erreicht man den Rand der von Bitków herüberstreichenden Menilitschieferzone. Das rechte Ufer der Bystryca zeigt hier recht gute Aufschlüsse. Alle charakteristischen Varietäten dieser Schiefer, einschliesslich der gestreiften Hornsteine, wurden hier nachgewiesen. Auch gewisse ziemlich mürbe, hellfarbige Sandsteine, wie sie zumeist gegen das Hangende der Menilitschiefer zu sich einzustellen pflegen, kamen hier vor. Diese Sandsteine setzen auch zur Hauptsache den isolirten Berg Kleba auf der linken Flussseite bei Krywicz zusammen, sowie nicht minder den in der unmittelbaren Verlängerung dieses auch Kosmaczkagóra genannten Berges jenseits des Dorfes Meidan gelegenen Hügel Kosmiczara. Einige Petroleumspuren, die in dieser Gegend nachgewiesen sind, würden also aus den Gesteinen der Menilitschiefergruppe hervortreten.

Das Thal der schwarzen Bystryca ist bei Krywicz und weiter oben bei Jablonka noch ziemlich breit und durch ebene Diluvialterrassen bezeichnet. Erst bei Porohy verengt sich dasselbe. Einigermassen überrascht waren wir dennoch, als wir hier bei Porohy, wo wir doch schon die Menilitschieferzone passirt zu haben glaubten, noch einmal auf ein Gestein trafen, welches augenscheinlich einer jüngeren Formation angehörte.

Es war ein grauer, ziemlich weicher und plastischer Thon, der, hier stellenweise von diluvialem Schutt überdeckt, bei den ersten Häusergruppen von Porohy an den Thalrändern hervorsah. Schon in nächster Nähe von Solotwina gegen Maniawa zu war eine kleine Partie dieses Thones bemerkt worden. Wir müssen in demselben ein tiefstes

Glied der miocänen Salzformation erkennen, wie sich auch aus einem später zu erwähnenden Profil aus der Gegend von Bolechow, wo wir diesen Thon nochmals antrafen, ergeben wird.

Wir haben es also in unserem Falle mit einem busenförmigen Eingreifen der Salzformation in die Zone der eocänen Gesteine zu thun. Der Klewa-Berg, der von den miocänen Gesteinen umgeben wird, stellt demnach nicht nur orographisch, sondern auch geologisch eine Art Insel vor.

Uebrigens greift auch bei Maniawa die Salzformation busenförmig in die Karpathensandsteinzone ein. Die Aufschlüsse dort an der Oberfläche sind zwar nicht sehr klar. Indessen bestand dort früher eine Salzcoctur. Aelteren Berichten zufolge wurde bei Maniawa in der 14. Klafter ein Salzflötz angetroffen, welches aus einem thonigen, von Steinsalzklüften durchzogenen Gestein bestand, indessen keine besondere Mächtigkeit besessen zu haben scheint.

Spätere Untersuchungen, die freilich sehr detaillirt sein müssten, werden vielleicht sogar a priori die Annahme nicht ausschliessen, dass die Salzformation von Maniawa, da sie sich fast überall von eocänen, bezüglich oligocänen Gesteinen umgeben zeigt, etwas älter sei als die gewöhnliche Salzformation der Karpathen. Wenn einerseits in der miocänen Salzformation Sandsteinbildungen auftreten, welche den eocänen Karpathensandsteinen noch ziemlich ähnlich sehen, wie wir das in unserer früheren Arbeit mitgetheilt haben, wenn sich herausstellt, dass gewisse Schiefervarietäten, wie sie sonst bezeichnend für den Complex der Menilitschiefer sind, auch mitten in der miocänen Salzformation vorkommen können (vergleiche Tietze, Das Petroleumvorkommen von Dragomir in der Marmaros, Verh. d. geol. R.-A. 1878, pag. 323), wenn also trotz der allgemeinen Beschränkung der Salzformation auf den Rand der Karpathen dennoch eine derartige Verknüpfung der die eocänen und miocänen Gebilde constituirenden Gesteinstypen stattfindet, dann kann man schliesslich Anklänge der physikalischen Verhältnisse, wie sie für die miocäne Salzformation bezeichnend gewesen sind, ebensogut einmal in der oligocänen Zeit erwarten, als wir in gewissen Sandsteinen und Schiefern der miocänen Salzformation die Nachklänge des zunächst vorangegangenen Zeitabschnittes erblicken. Doch ist dies eine rein hypothetische Auseinandersetzung, welche nur insofern einen Grad von Berechtigung hat, als sie von der sonst plausiblen Annahme einer gewissen Stetigkeit und Continuirlichkeit in der Formations- und Gebirgsbildung der karpathischen Sandsteinzone ausgeht.

Ob die Salzformation von Maniawa mit den beschriebenen Thonen bei Porohy zusammenhängt, ist nicht erwiesen.

Gleich unmittelbar südwestlich von den Thonen von Porohy sieht man wieder die Menilitschiefer und dahinter gleich oberhalb des Dorfes, dort wo der Fluss am Steilgehänge der Pawlikowska sich mit seinem rechten Ufer dicht an die Felsen herandrängt, treten grünliche, stark kieselige Sandsteine mit Hieroglyphen auf, in denen wir die oberen Hieroglyphenschichten erkennen.

Dann streicht von der Czortka der Sandstein der mittleren Gruppe herüber.

Der weitere Verlauf des Thales der schwarzen Bystryca nach oben zu stellt sich als ein Analogon der Verhältnisse im Thal der goldenen Bystryca heraus. Bei Huta scheint ein Aufbruch älterer Karpathensandsteine stattzufinden. Die Stelle entspricht der Streichungsfortsetzung der durch den Chrepelow-Bach aufgeschlossenen Schichten, in denen wir die Grenzbildungen der unteren Karpathensandsteine gegen die mittleren erkannten.

IV. Die Thäler der Lomnica und Czeczwa und die Gegend von Königsfeld.

Mit der Schilderung der galizischen Sandsteinzone gegen West vorschreitend, gelangen wir nunmehr an die Thalgebiete der Lomnica und Czeczwa.

Die beiden genannten Flüsse vereinigen sich unweit des Städtchens Rożniatów, ausserhalb des Karpathenrandes im Gebiete des jüngeren Hügellandes.

Das flachhügelige Terrain ist hier fast durchwegs mit Berglehm bedeckt, unter welchem aber an zahlreichen Stellen die Thone und Sandsteine der neogenen Salzformation hervortreten, so zum Beispiele besonders deutlich am rechten Gehänge des Lomnicathales bei Kvásna, am linken Czeczwaufer bei Strutyn nižny etc. Die hier ziemlich breiten Thalniederungen sind mit schön terrassirten Löss- und jüngeren Diluvialschotterablagerungen ausgefüllt.

Das Thal der Lomnica aufwärts verfolgend, erreicht man das höher ansteigende Gebirge bei Perehinsko. Man hat hier zunächst den schon aus dem vorhergehenden Abschnitte bekannten, in dieser Gegend den Nordostrand der Karpathensandsteinzone bezeichnenden Menilitschieferzug vor sich.

Diesen verquert man nun bis oberhalb Jasien, wo, eine ziemlich merkliche Thalverengung bildend, der aus dem zweiten Bystrycadurchschnitte von Porohy bekannte Zug oberer Hieroglyphenschichten durch das Thal streicht.

Es folgt hierauf eine mächtige Entwicklung mittlerer Sandsteine, welche beim kleinen Badeorte Podłuty ganz den petrographischen Typus der massigen Sandsteine von Jamna zeigen. Sie sind hier meistens ganz weiss, zuweilen zuckerkörnig, stellenweise, jedoch selten, enthalten sie kleine Einschlüsse fremder Körper.

Südlich von Podłuty mit der Thalerweiterung erscheinen Gesteine der unteren Karpathensandsteingruppe, krummschalige (stržolkaähnliche) Hieroglyphenschichten, Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten etc., mit gewöhnlichen Sandsteinen wechselnd. Dieselben fallen anfangs flach, später steil nach Süd-West.

Ober Osmoloda wird jedoch das Gebirge schon wieder durch weissen, massigen Sandstein (Jamnasandstein) gebildet, der, von hier nordwestwärts fortstreichend, die hochansteigende, weithin sichtbare Bergkette Arzicza zusammensetzt. Die Schichten fallen überall nach Süd-West.

Bald jedoch stellen sich typische Menilitschiefer ein, welche namentlich an den Bachufern gut aufgeschlossen sind. An dem bei Osmoloda in die Lomnica mündenden Moloda-Bache sind diese Schiefer in der Thalerweiterung von Muskieta zu finden, von wo sie hinüber in das Swicathal nach Ludwikówka streichen, wo wir sie später wieder antreffen werden.

In diesem Schiefercomplexe finden sich sowohl Hornsteinlagen als blätterige, gelb verwitternde, dunkle, dünnblätterige Schiefer vor, wie sie anderwärts in den Menilitschiefergebilden herrschen. Auch zahlreiche, zum Theil ziemlich mächtige Sandsteinzwischenlagen sind den Schiefern eingeschaltet.

Ob vorher an der Grenze gegen die mittlere Gruppe sich noch Aequivalente der oberen Hieroglyphenschichten einschalten, liess sich nicht mit völliger Sicherheit bestimmen; es ist aber wahrscheinlich.

Weiter aufwärts gegen die Wasserscheide zu treten überall Sandsteine auf. Zum Theil dürften dieselben der mittleren Gruppe der Karpathensandsteine angehören, zum Theil aber eocän sein. Bei der dichten Waldbedeckung und der schweren Zugänglichkeit dieses Gebirgstheiles liess sich Näheres darüber nicht ermitteln. Einige der Sandsteinvarietäten erinnerten auch an den später näher zu beschreibenden, den oberen Hieroglyphenschichten im Alter nahestehenden Sandstein von Holowiecko.

Verlässt man das eigentliche Lomnicathal und verfolgt man den Weg die Bystra aufwärts an der Saewula vorbei nach Brustura in der Marmaros, so trifft man unmittelbar unterhalb des Grenzkammes auf der ungarischen Seite bei der Plaiskaklause wieder Menilitschiefer.

Weiter thalabwärts treten wieder Sandsteine der mittleren Gruppe auf. Gegen die Einmündung des Turbatbaches in die Teresulka zu kommen dann wieder Menilitschiefer und eocäne Sandsteine, welche bis unterhalb Brustura anhalten. Geht man den Turbatbach aufwärts, so sieht man bei der Turbatklause Menilitschiefer anstehen. Dieselben setzen sich nach Süd-Ost fort nach den Quellbächen der schwarzen Theiss, Tisczora und Apszeniec, wo sie auch in der Nähe der gleichnamigen Klausen aufgeschlossen sind.

Die zwischen den Bächen Turbat und Jablonec gelegene Gebirgsmasse besteht in ihren höchsten Gipfeln, welche sich in die Krummholzregion erheben (Berliaska 1560 Mtr., Podpula 1634 Mtr., Unguriaska 1711 Mtr. und in der südöstlichen Fortsetzung davon Todiaska 1764 Mtr.), aus Sandsteinen, die wir mit Wahrscheinlichkeit dem Eocän zurechnen.

An der Berliaska war in älteren Karten das Vorkommen eines Trachyts angegeben. Es ist uns aber trotz sorgsamer Begehung des betreffenden Gipfelkammes nicht gelungen, dieses Gestein aufzufinden. Es stehen dort vielmehr überall Sandsteine an. Dieselben sind hellfarbig und sehr kieselig, zeigen auf den Bruchflächen einen glasigen Glanz und erinnern durch diese Eigenschaften an die eocänen Schipoter Sandsteine der Bukowina und, wenn man will, an die Sandsteine von Holowiecko, mit denen wir dieselben auch am ehesten zu parallelisiren geneigt sind.

Es ist nicht zu läugnen, dass der Gesteinscharakter dieser glasigen Sandsteine eine gewisse äussere Aehnlichkeit mit dem kieseliger, trachytischer Tuffe bekommen kann, und deshalb war eine Verwechselung mit Trachyten immerhin möglich.

Bei Brustura selbst stehen aber, wie schon angedeutet, ebenso wie längs des Jablonecthales Menilitschiefer an. Mit Sicherheit konnte hier festgestellt werden (vergl. Tietze, Reisebericht aus Ost-Galizien, Verh. d. geol. R.-A. 1877, pag. 189), dass gewisse blaugraue Sandsteine mit weissen Kalkspathadern, welche, abgesehen davon, dass sie keine Hieroglyphen führen, vielfach an die sogenannte Strzolka des Neocom erinnern, noch zum Eocän zu rechnen sind. Aehnliche kalkige Sandsteine kommen auch im Eocän bei Körösmezö vor. Wir werden übrigens später noch Gelegenheit haben, dergleichen zu erwähnen.

Unterhalb Brustura bei der Rovinka genannten Thalverengung treten sehr massig geschichtete Sandsteine auf, welche in ihrem landschaftlichen Verhalten sehr an den Sandstein von Jamna erinnern. Die petrographische Uebereinstimmung mit demselben ist allerdings im einzelnen Handstück nicht völlig erkennbar. Dennoch stellen wir dieses Gebilde zu unserer mittleren Gruppe.

Hat man die Rovinka verlassen, so trifft man bei der Sägemühle am Zusammenfluss der Teresulka und der Mokranka wieder Menilitschiefer. Das Längsthal der Mokranka gibt die Richtung an, welche die vereinigten Flüsse dann bei Königsfeld (Kiralymezö) unter dem Namen Turocz einhalten. Zu beiden Seiten dieses Thales stehen Menilitschiefer an. Doch muss hervorgehoben werden, dass weder hier noch in den Menilitschiefern von Brustura und an der Plaiskaklause Hornsteine beobachtet wurden. Ebensowenig wurden dergleichen bei der Mokrankaklause im obersten Theil des Mokrankalaufes gesehen, wo sonst alle übrigen für die Menilitschiefer bezeichnenden Gesteinsvarietäten entwickelt sind.

Eine kleine Strecke unterhalb Königsfeld geht das Turoczthal aus einem Längenthal ziemlich allmälich in ein Querthal über. Es treten dann Sandsteine dicht an die Ufer heran in ziemlich bedeutender Entwickelung, welche petrographisch ganz den Charakter der Sandsteine der Czerna Hora besitzen, wie wir ihn in unseren ersten Studien (l. c. pag. 86 [54]) geschildert haben. Wir halten deshalb diese Sandsteine für eocän.

Weiter haben wir hier unsere Untersuchungen nicht verfolgt.

Das Czeczwathal, dessen kurze Beschreibung wir am besten hier anschliessen, verlässt den nördlichen Karpathenrand bei Strutyn wyżny. Hier stehen zunächst (am linken Ufer) Sandsteine, Thone und Schiefer an, die wir noch der neogenen Salzthonformation zuzählen möchten, hierauf (bei Spas) sehr schön aufgeschlossene und typisch in allen Varietäten entwickelte Menilitschiefer (derselbe Randzug, den wir im Lomnicathal bei Perehinsko trafen). Im Gegensatze zu den meisten anderen Punkten des nordöstlichen Karpathenrandes, wo allerorts widersinnisch gebirgswärts gerichtetes Schichtenfallen als Regel gilt, herrscht hier, trotz mehrfacher Knickungen, im allgemeinen steil nordöstliches Fallen. Die Menilitschiefer fallen regelmässig unter die

Gesteine der Salzthongruppe. Die Grenze ist jedoch keineswegs eine scharfe, ja man könnte sie sogar beinahe eine willkürliche nennen. Wir glaubten sie am natürlichsten dort ziehen zu sollen, wo die, den als neogen betrachteten Bildungen noch häufig eingeschalteten weicheren thonigen Schieferlagen verschwinden, dagegen Hornsteinbänke und Melettaschuppen auf den Schieferflächen sich einstellen.

Zweifellos ist der in Rede stehende Punkt einer der günstigsten zum Studium des noch nicht vollkommen geklärten Verhältnisses zwischen Menilitschiefern und Salzthon, eine Specialfrage, auf die wir angesichts der zahlreichen anderen, im karpathischen Sandsteingebiete sich darbietenden Aufgaben vorläufig nicht näher eingehen können.

Von Spas aufwärts bis gegen Suchodol ist das Czeczwathal noch ein Querthal, doch beobachteten wir auf dieser Erstreckung nur Menilitschiefer.

Von Suchodol südwestlich gegen die Höhe des Syhlos- (Lipovica-) Berges hinansteigend trifft man bald auf den, aus dem Lomnicathal herüberstreichenden Zug oberer Hieroglyphenschichten, auf dem Kamme des Syhlos jedoch bereits massige Sandsteine der mittleren Gruppe. Die Verhältnisse dieses Thalgebietes stellen sich somit als vollkommene Wiederholung derjenigen heraus, die das untere Lomnicathal zwischen Perehinsko und Podluty zeigte.

V. Die Thalgebiete der Swica in Galizien und des Nagy-Ag in der Marmarosch.

Die den Swicafluss constituirenden Quellbäche entspringen am Nordgehänge des ungarisch-galizischen Grenzkammes am Kaza- und Szyrokiberge.

Die Richtung des Wasserlaufes ist bis Ludwikówka eine ungefähr nördliche, von hier bis nördlich von Weldziž, wo der Fluss aus dem Gebirge tritt, eine im Allgemeinen nordnordöstliche. Von Weldziž nimmt der Fluss eine nordnordwestliche Richtung, fliesst durch einen seiner bedeutendsten Zuflüsse, die Mizunka verstärkt, bis in die Nähe des bekannten Wallfahrtsortes Hoszow am Gebirgsrande hin und tritt von hier vollständig in die Ebene, um sich nach Aufnahme des Sukielflusses bei Zurawno in den Dnjestr zu ergiessen.

Dieser Fluss durchschneidet somit die galizische Karpathensandsteinzone und die der letzteren, wie bekannt, gegen Nordosten vorliegende Zone alt-mediterraner Ablagerungen, die wir gewöhnlich unter dem Namen der karpathischen Salzformation oder der Salzthongruppe zu bezeichnen pflegen.

Dem Laufe des Swicaflusses aufwärts folgend, erreicht man den Rand des höher ansteigenden Gebirges bei Weldziž.

Man durchschneidet hier zunächst jene breite Zone von Menilitschiefern, welche wir als äusserste nordöstliche Zone des Karpathensandsteingebietes bereits in den vorhergehenden Abschnitten aus den Gegenden von Solotwina, Perehinsko und Spas kennen gelernt haben. Die hiehergehörigen Bildungen sind am linken Flussufer bei Hoszow, wo der Wasserlauf den Gebirgsrand in einer schräg gegen das Streichen

gerichteten Linie scharf abschneidet, mit ihren bekannten und wiederholt geschilderten typischen petrographischen Merkmalen in einer grösseren Entblössung aufgeschlossen. Sie enthalten mehrere Einlagerungen von zum Theil ziemlich dickschichtigen Sandsteinen.

Im Gebiete dieser Menilitschieferzone, südlich von Weldziž, werden in naher Nachbarschaft sehr hornsteinreicher, stark geknickter Schichten, hydraulische Mergel gewonnen.

Es erscheint jedoch nicht vollkommen sichergestellt, ob diese dem Complexe der Menilitschiefer regelmässig eingelagert sind, oder vielleicht einen kleinen Aufbruch älterer Schichten andeuten. Letzteres erscheint einigermassen wahrscheinlich, da diese Mergel genau im Streichen der früher in Abbau gestandenen Thoneisensteinflötze von Mizun liegen, wo sich noch heute auf den alten Schachthalden aus der Tiefe heraufgebrachte Stücke von hieroglyphenreichen Gesteinen finden, wie sie bisher nur aus relativ tieferen Niveaus der Karpathensandsteine, aus Menilitschiefern aber durchaus nicht bekannt sind.

Ueberhaupt ist das Auftreten von der unteren Gruppe der Karpathensandsteine zugehörigen Bildungen am Nordostrande der Karpathen, in unmittelbarer Nachbarschaft der oft als Randzone entwickelten Menilitschiefer von der Bukowina angefangen bis Przemysl an vielen Punkten beobachtet, könnte daher wohl auch hier nicht befremdlich erscheinen.

Das Swicathal bildet, insoweit es die Menilitschieferzone schneidet, ein stark erweitertes, mit mächtigen Schotterterrassen erfülltes Becken, welches sehr an die Erweiterung des Pruththales bei Delatyn erinnert.

Oberhalb Zakla verändert sich mit einem Male die Landschaft. Mächtige, über 600 Klafter Seehöhe erreichende Bergmassen (auf der Generalkarte als Lissu und Niagra bezeichnet) treten, das Thal verengend, mit ziemlich steilen Gehängen beiderseits bis nahe an den Flusslauf herab. Wir haben hier das Gebiet der Menilitschiefer verlassen und jene Zone mittlerer Karpathensandsteine erreicht, die wir in den Thälern der Czeczwa und Lomnica an den Höhenzügen Syhlos, Schlis und Hrinkin bereits geschnitten hatten.

Die Schichten dieser Sandsteine liegen sehr flach, anfangs etwas nordöstlich, weiter oben etwas südwestlich geneigt. Auch nahezu horizontale Schichtenlage beobachtet man an einer Entblössung des rechten Flussufers. Die ziemlich mächtigen Bänke zeigen hier vielfach senkrechte Zerklüftung, wie die Quadersandsteine Böhmens, an deren Gesammthabitus diese Entblössung überhaubt sehr erinnert. Im übrigen sind die Sandsteine vorwiegend weisslich, wie die Sandsteine von Jamna im Pruththale[1]), zeigen auch zuweilen die grossen, aschgrauen Gehängeblöcke dieser Bildung, häufig aber sind die Gerölle bei sonst gleicher Oberflächenfärbung bedeutend kleiner und von gleichmässigerer Grösse, wodurch ein Gesteinstypus angedeutet ist, der, wie wir im weiteren Verfolg dieses Durchschnittes in der Marmarosch sehen werden, gegen Süden zu im mittleren Niveau der Karpathensteine herrschend wird. An einer Stelle des linken Gehänges sind die Sandsteine gelblich gefärbt, wie es

[1]) Studien etc. p. 50.

die echten Jamnasandsteine im Pruththale niemals sind. Es ist dies aber wohl nichts anderes als eine jener petrographischen Modificationen, wie sie die Glieder der mittleren Karpathensandsteingruppe erfahrungsmässig mehrfach zeigen.

Auch eine sehr mächtige Bank groben Quarzconglomerates ist, nicht sehr weit oberhalb der Thalverengung, den Sandsteinen eingeschaltet. Sie gleicht vollkommen den Bildungen, die wir am weissen Czeremosz bei Jablonica sahen [1]), doch möchten wir ein weiteres Gewicht auf dieses Vorkommen nicht legen, indem jede bedeutendere Sandsteinablagerung jedes Niveaus ihre Depots gröberen Materiales haben muss, die Grösse des Kornes allein sonach selbst auf ganz geringe Erstreckungen kein unbedingt brauchbares Merkmal zur Wiedererkennung eines Sandsteinniveaus abgeben kann.

Die besprochenen Sandsteine halten nun flussaufwärts ununterbrochen an, bis an den, von Nordwest herabkommenden Pianulski-Bach. In dem Thälchen dieses Baches stehen, unweit der Mündung desselben, wieder Menilitschiefer mit Hornsteinen an, die hier in einer schmalen, nordwestsüdöstlich streichenden Zone den Sandsteinen aufgelagert sind. Das Fallen ist an der erwähnten Stelle flach nach SW.

Bald oberhalb dieser Stelle folgen wieder die Gesteine der mittleren Gruppe. Grossmassige Sandsteine vom Typus der Jamnasandsteine sind hier noch weniger entwickelt, als im nördlicheren Zuge. Wo am höheren Gehänge sich Entblössungen zeigen, ist es die obenerwähnte Varietät mit kleineren, grauen Geröllstücken. Im Flussbette selbst aber stehen meist grünliche, sehr feste, dünngeschichtete Sandsteine an. Bei der ersten starken Krümmung des Flusses, dessen Lauf hier auf eine kurze Strecke gegen SSO gerichtet ist (bei der Häusergruppe Solotwina), sieht man diese Schichten steil südwestlich einfallen. Ueber ihnen liegen dann, am linken Gehänge, schon unweit vom Wirthshause von Leopoldsdorf aufgeschlossen, die Sandsteine des Brzaza-Berges, welche wieder, abgesehen von der geringeren Geröllgrösse, dem Jamnasandsteine gleichen.

Instructiver als der bisher geschilderte Theil unseres Durchschnittes ist die Gegend von Leopoldsdorf und Ludwikówka, an die wir nunmehr gelangen.

Der ebenerwähnte Sandstein des Brzaza-Berges gehört einem, auf lange Erstreckung bekannten Zuge an, der von hier südostwärts über den Pustoszók und die Arszycakette fortstreicht, das Lomnicathal bei Osmoloda südlich von Podluty schneidet und bis an den Wisoki fortsetzt. Wir hatten schon bei der Schilderung des Lomnicathales Gelegenheit, dieses Zuges zu erwähnen.

Auf diesem Sandsteine nun liegt bei Ludwikówka an der Strasse nördlich vom Gasthause aufgeschlossen mit ziemlich steilem südwestlichem Einfallen ein Complex von grünen Schiefern und festen, ebenfalls meist grünen, hieroglyphenreichen Sandsteinen, die in dünnen Schichten miteinander wechseln. Nach oben prävaliren die Sandsteine.

Man gelangt nun beim schon erwähnten Gasthause an ein, von niedrigeren flacheren Hügeln gebildetes Terrain, in welchem das Dorf

---

[1]) Studien etc. p. 80.

Ludwikówka liegt. Dies Terrain ist, von ziemlich mächtigen, die Oberfläche bedeckenden Geröll- und Schottermassen abgesehen, aus Menilitschiefern zusammengesetzt, welche an mehreren Stellen, besonders gut im Bachbette der Ilnica, bei der Vereinigung mit dem vom Dorfe Ludwikówka herkommenden Rostoka-Bache, aufgeschlossen sind. Sie zeigen an dieser Stelle vielfach gebogene und gefaltete Schichten, und die aus anderen Gebieten bekannten petrographischen Typen.

Wir verlassen hier das Swicathal, welches von Leopoldsdorf aufwärts kein ausgesprochenes Querthal mehr ist, und wenig Aufschlüsse bietet, und verfolgen das Ilnicathal längs der neuen Strasse aufwärts gegen NO., somit immer möglichst senkrecht gegen das herrschende Schichtenstreichen.

Von der Einmündung der Rostoka in die Ilnica läuft die Strasse noch eine Strecke am linken (westlichen) Ufer des Baches hin. Unterhalb der ersten Brücke über die Ilnica, mit welcher die Strasse auf das rechte (östliche) Ufer übersetzt, treffen wir wieder dieselben Schichten, wie wir sie nördlich vom Gasthause an der Strasse beobachteten, nämlich grüne Schiefer mit dünngeschichteten, festen, hieroglyphenreichen Sandsteinen wechselnd. Die Schichten fallen entgegengesetzt nordöstlich ein. Gleich oberhalb der Brücke kommt man wieder auf die grauen, massigen Sandsteine der mittleren Gruppe, welche hier ebenfalls nordöstlich, also wie am Braza-Berge unter die grünen Hieroglyphenschichten einfallen.

Wir haben sonach bei Ludwikówka eine regelmässige Schichtenmulde vor uns. Die Ränder derselben bilden die massigen Sandsteine oder deren Aequivalente. Die Muldenmitte wird von Menilitschiefern ausgefüllt. Zwischen diese beiden Bildungen schaltet sich auf jeder Seite eine Zwischenzone der grünen Hieroglyphengesteine ein. Derartige Mulden mit synklinaler Schichtenstellung, die im Allgemeinen in der karpathischen Sandsteinzone ziemlich selten sind (ein ähnliches Beispiel haben wir von Tartarow am Pruth beschrieben) gewähren für die sonst oft so schwierige Deutung der relativen Niveaus den Vortheil, dass hier die mannigfaltigen, durch Verwerfungen oder Ueberkippungen bedingten Fehlerquellen vollkommen ausgeschlossen sind.

Wir können die grünen Schiefer und Hieroglyphensandsteine von Ludwikówka sonach mit voller Sicherheit als jünger als die massigen Sandsteine bezeichnen, trotz ihrer grossen petrographischen Aehnlichkeit mit anderen, ebenfalls meist grünen und auch hieroglyphenführenden Schichten, die häufig im Liegenden der Hauptmasse der Sandsteine auftreten. Die Schichten von Ludwikówka, die wir, im Gegensatze zu den letzterwähnten, als obere „Hieroglyphenschichten“ bezeichnen wollen, finden offenbar ihre Aequivalente in den hieroglyphenführenden Lagen von Porohy an der Lomnica und Worochta am Pruth, namentlich aber auch in denjenigen Schichten, die in der Ojtosschlucht in Siebenbürgen den massigen Sandstein überlagern, mit welchen letzteren sie auch sehr auffallende petrographische Uebereinstimmung zeigen. Petrographisch unterscheiden sich diese Schichten nicht ganz leicht von den obenerwähnten Hieroglyphenlagen im Liegenden des massigen Sandsteines, dagegen sehr scharf von wirklichen Ropiankaschichten, indem sie die krummschalige Structur, die bläulich-graue Farbe, den Glimmer-

reichthum und die zahlreichen Kalkspathadern dieser letzteren niemals zeigen.

Dass wir in diesen oberen Hieroglyphenschichten die tiefste Eocänetage vor uns haben, soll später noch näher auseinandergesetzt werden.

Wir setzen nun unseren Durchschnitt im Ilnicathale fort. Wie erwähnt, folgen gleich hinter der südlichen Zone der oberen Hieroglyphenschichten (die nur sehr geringe Breite besitzt, jedoch dem Streichen nach gegen Nordwest bis oberhalb des Vereinigungspunktes des Rostoka- und Breziniecbaches verfolgt werden kann) wieder die Sandsteine der mittleren Gruppe.

Diese setzen nun einen sehr breiten und im Gorgolat bis zu einer Höhe von 1437 Meter ansteigenden Bergzug, südwärts bis an den die Wasserscheide vor Wiszkow bildenden Zug zusammen. Nur selten finden wir hier die typische grossmassige Varietät, wie sie in östlicheren Gegenden in diesem Niveau herrschend ist, vertreten, doch findet sich dieselbe noch stellenweise, z. B. in der nördlichsten, unmittelbar die oberen Hieroglyphenschichten unterlagernden Partie, deutlich genug entwickelt. Sonst hat man vorwiegend die mehrfach erwähnte Varietät mit den kleineren aschgrauen Gehängeblöcken, oder auch (z. B. oberhalb der Klause) dünner geschichtete, gelbliche, glaukonitische Sandsteine vor sich.

Auch diese letztere Varietät glauben wir jedoch vorläufig von der mittleren Gruppe nicht abtrennen zu sollen, nachdem wir an nun schon so zahlreichen Durchschnitten zu beobachten Gelegenheit hatten, dass die Gesteine der mittleren Karpathensandsteingruppe von West gegen Ost, wie von Nord gegen Süd, sehr merklichen petrographischen Modificationen unterworfen sind, und dass namentlich der grossmassige Typus des Pruththales gegen Westen und Süden stetig zurücktritt, allmählig durch andere Typen ersetzt wird und endlich noch weiter westlich gänzlich zu verschwinden scheint.

Unter den Sandsteinen der mittleren Gruppe treten an zwei Stellen und zwar am linken Ilnicaufer, am Ostabhänge des Kruhlaberges, und etwas weiter abwärts am rechten Ufer zwischen der zweiten und dritten Brücke, dünngeschichtete stark geknickte und gebogene Gesteinsbänke hervor, welche, namentlich an der letzteren Localität sehr deutlich von den Sandsteinen überlagert werden. Wahrscheinlich entsprechen sie jenen Lagen, die, wie wir oben erwähnten, bei der scharfen Krümmung des Swicaflusses die Sandsteine des Brzazaberges unterteufen, oder vielleicht auch tieferen, den älteren Karpathensandsteinen angehörigen Bildungen (Ropiankaschichten). Das Hochwasser, von dessen üblen Folgen ein grosser Theil des ostgalizischen Karpathengebiets während unseres Aufenthalts daselbst im Sommer 1878 zu leiden hatte, machte leider jede nähere Untersuchung der kleinen, unmittelbar vom Wasser bespülten Aufschlüsse unmöglich.

Ueber den oben erwähnten Repräsentanten des massigen Sandsteines von Jamna folgen von der Höhe der Wasserscheide angefangen dunkle, dünnblätterige Schiefer mit schwächeren Sandsteineinlagerungen. Dieses Schichtensystem setzt zunächst den ganzen Bergabhang bis zum Dorfe Wyszkow zusammen. Die Mizunka verläuft unter- und oberhalb

Wyszkow eine Strecke lang in einem ausgesprochenen Längsthale, dessen Abhänge durch dieselben Schieferbildungen eingenommen werden.

Die letzteren entsprechen ihrer Lagerung nach jedenfalls der oberen Abtheilung der Karpathensandsteine. Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach nähern sie sich am meisten den Menilitschiefern, obwohl sie keineswegs ganz typische Vertreter dieser Schiefer sind. Wir sehen hier schwarze, blätterige Schiefer mit gelben, stellenweise mit röthlichen Verwitterungsbeschlägen, allein die Schiefer sind doch nicht so fein dünnspaltig wie etwa die Fischschiefer bei Delatyn im Pruththale. Die Gesteine von Delatyn und Wyszkow sind sich sehr ähnlich, aber sie gleichen sich nicht vollkommen. Wir sahen bei Wyszkow stark kieselige Lagen, welche die Bruchflächen von Hornstein hatten, allein das Gestein war thoniger als ein reiner Hornstein und von bräunlicher, nicht von schwarzer Farbe wie die meisten Hornsteine der Menilitschiefer am Nordrande der ostgalizischen Karpathen. Dennoch zweifeln wir kaum daran, dass wir es hier mit einem ungefähren Analogon der Menilitschiefer zu thun haben, wenn auch die Schiefer von Toronya um eine Nuance älter sein mögen als die Menilitschiefer, worauf wir später noch zurückkommen. Das hier geschilderte Verhältniss ist nur ein Beispiel mehr für die auch aus anderen Thatsachen bereits abstrahirte und in der Folge noch zu abstrahirende Wahrnehmung, dass die verschiedenen Glieder der Karpathensandsteine sich nicht nur in verticaler Aufeinanderfolge petrographisch unterscheiden, sondern dass auch innerhalb derselben Gesteinszone von Norden nach Süden, von Galizien nach Ungarn zu häufig gewisse, wenn auch oft nur unbedeutende Veränderungen der Gesteinsfacies Platz greifen.

Die hier besprochenen Schiefer bilden eine breite Gesteinszone, denn sie setzen auch die ganze Breite des ungarisch-galizischen Grenzkammes zwischen Wyszkow und Toronya zusammen, der hier die Wasserscheide zwischen der Mizunka und dem Flussgebiet des Nagyag bildet. Man findet sie längs des Toronusak patak gut aufgeschlossen. Ebenso stehen sie längs des ganzen von Osten kommenden und unterhalb Toronya bei Lapusnja in den Toronusak mündenden Lapusnja-Baches an und setzen noch am Wege nach Sinewer Poljana den Bergabhang des Czinjaruski zusammen.

Eine Unterbrechung erleidet diese Schieferzone nur durch gewisse Sandsteine, welche seitlich vom Wege von Wyszkow nach Toronya zu beobachten sind und gewisse Kuppen des Grenzkammes, wie die Polane Kinska oder den Kalinowec zusammensetzen. Diese Sandsteine sind ziemlich feinkörnig und von gelblicher Farbe. Ihr Verhältniss zu den Schiefern klarzulegen, gelang uns nicht, da die Bedeckung des Gebirges mit Wald und Wiesen die Möglichkeit einer diesbezüglichen Beobachtung ausschloss. Was man von diesen Sandsteinen sah, beschränkte sich auf vereinzelte, an den Abhängen umherliegende Steine, wie man sie auch auf dem Gipfel des Kalinowec aufheben kann. Da nun die betreffenden Sandsteine mit sicher cretacischen Typen keine besondere Aehnlichkeit haben, so thut man vorläufig wohl am besten, sie beim Eocän zu lassen.

Auch auf der Ozirnia stehen ähnliche Sandsteine an. Etwas verschieden davon sind aber die Sandsteine, welche den Berg Stenisor

nördlich von Sinewer Poljana im Talaborgebiet zusammensetzen und welche gleich oberhalb der Stelle anstehen, wo der Talaborfluss aus den Bächen Sloboda und Rostoka zusammenfliesst. Diese Sandsteine zeigen aschgraue Verwitterungsrinden und bilden mächtige Halden von Gehängeschutt. Sie zeigen eine gewisse Aehnlichkeit mit dem Sandstein von Jamna, ohne aber so massig geschichtet zu sein wie dieser. Auch fehlen ihren Schutthalden die riesigen Blöcke, welche die Schutthalden des letzteren auszeichnen. Andererseits weisen sie auch eine Art von Verwandtschaft mit dem Typus gewisser eocäner Sandsteine auf, den wir später unter dem Namen des Sandsteines von Holowiecko näher kennen lernen sollen. Uns selbst war zur Zeit als wir diese Gegend besuchten, der Sandstein von Holowiecko noch nicht genau bekannt. Deshalb wollen wir in diesem Falle kein apodictisches Urtheil fällen. Für die Karte aber haben wir uns entschieden, diese Sandsteine am Stenisor zum Eocän zu ziehen und ihnen die Farbe der oberen Hieroglyphenschichten zu geben, mit welchen der Sandstein von Holowiecko in inniger Verbindung steht. Zu diesem Verhalten bestimmte uns auch der Umstand, dass die fraglichen Sandsteine in der ungefähren südöstlichen Streichungsfortsetzung der Sandsteine des Kalinowec liegen.

Die Schiefer von Toronya ziehen sich nordwestlich von diesem Orte bis Prislop fort, wo sie beide Seiten des Prislop patak einnehmen.

Unterhalb Toronya gegen Felsö-Bisztra zu herrschen an beiden Flussufern Sandsteine, welche auf der rechten (nordwestlichen) Thalseite auffallender Weise nordwestlich fallen und gegen die Höhe des Smerek zu von Menilitschiefern überlagert werden, welche ihrerseits in continuirlicher Verbindung mit den Schiefern von Toronya und Priszlop einerseits stehen, andererseits aber mit Menilitschiefern, welche bei Felsö-Bisztra selbst aufgeschlossen sind.

Auf der linken Thalseite des Flusses erscheinen jene Sandsteine nicht von Menilitschiefern überlagert, sondern ziehen sich gegen den Berg Menczil hinauf. Sie bilden wohl die nordwestlichste Fortsetzung einer Gesteinszone, welche unterhalb Sinewer-Poljana im Talaborthale entwickelt ist und welche wir dort, wie später auseinandergesetzt werden soll, zur Kreide rechnen, und zwar zur mittleren Gruppe der Karpathensandsteine.

Die hier besprochenen Sandsteine bilden also in ihrem Auftreten nur eine relativ kurze, locale Unterbrechung im Bereich einer sehr breiten Zone von Menilitschiefern, welche sich aus der Gegend von Wyszkow in Galizien bis etwas unterhalb Felsö-Bisztra im Qerschnitt verfolgen läst.

Von Felsö-Bisztra setzt sich die Entwickelung der Menilitschiefer nordwestlich bis in die Gegend von Uj-Holyatin und Lyachowec fort.

Unterhalb Felsö-Bisztra beginnen wieder Sandsteine, die wir zur mittleren Gruppe der Karpathensandsteine zählen. Sie halten an bis in die Gegend von Solyma. Diese Sandsteine sind zum Theil feinkörnig, dunkelröthlichgrau und mit zahlreichen gelblichen, kleinen Punkten, die einem zersetzten Mineral (Feldspath?) angehören, versehen. Sehr feine, in der Masse vertheilte Quarzpartikelchen geben

dem Aussehen der Bruchflächen dieses Sandsteines eine Hinneigung zum glasigen Glanz. Theilweise wird dieser Sandstein in gewissen Lagen gröber und enthält dann grössere Quarzkörner und auch weisse Glimmerschüppchen. Diesen Lagen gröberen Sandsteines sind dann wieder feinkörnige Partieen linsenförmig untergeordnet, ein Verhältniss das man bisweilen an ein und demselben Handstück zu beobachten Gelegenheit findet. Manchmal ist die Grundfarbe dieses punktirten Sandsteines auch schwärzlich, manchmal, wie z. B. südöstlich von Keleczeny, in der westlichen Streichungsfortsetzung der hier erwähnten Sandsteinbildung, sind derselben auch Schichten eines gelben, glimmerigen Sandsteines untergeordnet.

Der Typus der Gehänge der von diesem Sandstein gebildeten Berge erinnert noch immer an das Aussehen des Gehängeschuttes, wie ihn der massige Sandstein des Pruththales bildet, obschon hier von grossen Felsblöcken nichts mehr bemerkt wird. Im Gegentheile zeigen sich die einzelnen Gesteinselemente der Schutthalden von bescheidener und, was damit zusammenhängt, von weniger ungleicher Grösse als bei den verglichenen Gehängen des Sandsteines von Jamna oder vom Chomiak, ähnlich wie am Gorgolat bei Leopoldsdorf. Nichtsdestoweniger und sogar trotz der abweichenden inneren petrographischen Beschaffenheit dieses Sandsteines giebt uns dieser eigenthümliche Charakter seiner Schutthalden noch immer einen wenn auch schwachen Anhaltspunkt mehr für die Deutung desselben als mittleren Karpathensandstein, eine Deutung, die besonders aus seiner Lagerung zwischen den vorerwähnten Menilitschiefern von Felsö-Bisztra und den Schichten des unteren Karpathensandsteines hervorgeht, von welchen wir sofort sprechen werden,

Ob ein kleinerer Aufbruch derartiger unterer Karpathensandsteinschichten nicht vielleicht auch schon in der Mitte der Breite des hier geschilderten Sandsteinzuges bei Majdanka vorkommt, lassen wir vorläufig dahingestellt. Die Thalerweiterung bei Majdanka lässt fast auf das Vorhandensein schieferiger Lagen schliessen, aus denen die sanfteren Berggehänge daselbst bestehen könnten. Doch gelang es daselbst nicht, bezeichnende Aufschlüsse und Gesteinsvarietäten auzufinden.

Dagegen glückte es eine Strecke seitlich von unserem Profil, nämlich bei dem Dorfe Keleczeny, auf dem Wege von Ökermezö nach Iszka typische Ropiankaschichten im Liegenden der besprochenen Sandsteine zu beobachten.

Oestlich von Keleczeny, nämlich auf der linken Thalseite der Ripinka, sieht man dünner geschichtete Lagen mit steiler, im Einfallen wechselnder, bisweilen ganz senkrechter Schichtenstellung. Durch ein kleines im Orte selbst mündendes Querthälchen sind diese Schichten ziemlich gut aufgeschlossen. Dieselben bestehen zum Theil aus krummschaalig sich spaltenden blaugrauen, bisweilen auch bläulich grünlichen, glimmerigen Kalksandsteinen, welche von weissen Kalkspathadern durchzogen sind, kurz aus sicherer Strzolka mit Hieroglyphen, obwohl letztere nicht häufig sind. Unter den Hieroglyphen bemerkt man sowohl gröbere Wülste, als warzenartige Protuberanzen, als auch verzweigte Stengelchen.

Diese Strzolkalagen wechseln theils mit schwarzen, plattigen Schiefern, die den Schiefern der Wernsdorfer Schichten ähnlich sehen, theils mit grauen, muschelig brechenden, etwas hydraulich aussehenden Schiefern.

Diese Schichten fallen am Ausgange des Thälchens nach Süd-Süd-West, gegen Osten zu zeigen sich vielfache Knickungen des ganzen Schichtcomplexes, wie sie bekanntlich ein bei den Ropiankaschichten sehr häufiges Lagerungsverhältniss sind. In Folge der Knickungen kommt natürlich auch die nordöstliche Fallrichtung stellenweise zur Geltung.

Das ganze in Rede stehende Schichtensystem gleicht vollständig den Ropiankaschichten, wie man sie zuerst aus den westlicheren ungarischen Karpathengebieten kennen gelernt hat. Nur gewisse Lagen im unmittelbaren Hangenden der beschriebenen Schichten sind von etwas abweichendem Aussehen. Die krummschaalige Structur derselben ist mehr flachschieferig. Die Sandsteine sind noch stark glimmerig und auch noch von Kalkspathadern durchzogen, indessen ihre Farbe ist nicht mehr blaugrau, sondern gelblich- oder röthlichbraun, durch welche Merkmale sie an einen gewissen Gesteinstypus erinnern, den man früher in Ungarn zu den sogenannten Beloweszaschichten gebracht hat (welche heute freilich keinem stratigraphischen Niveaubegriff mehr entsprechen).

Wir verfolgen unser Profil weiter thalbwärts gegen Ökermezö zu.

Unterhalb Majdanka, etwa in der Mitte des Weges zwischen diesem Dorfe und Szolyma treten über dem Sandstein der mittleren Gruppe Schieferbildungen auf, welche am Gehänge Mezilanjewce den unter sie einfallenden Sandstein deutlich überlagern. Dieselben Bildungen sind auch am unteren Thallauf der Ripinka beim Dorfe Ripinye zu beobachten, wo sie das Gebirgsstück zwischen der Ripinka und der auf der grossen Generalstabskarte mit Monostor bezeichneten Thalerweiterung des Nagyag zusammensetzen, abgesehen von dem äussersten Kul benannten Vorsprung jenes Gebirgsstückes am Zusammentreffen der beiden Thäler, welcher wieder aus Sandstein besteht.

Diese Schiefer, welche man wohl trotz nicht ganz typischer Ausbildung als ein Aequivalent der Menilitschiefer betrachten muss, zeigen ein deutlich muldenförmiges Lagerungsverhältniss. Sie fallen sowohl nördlich vom Dorfe Szolyma als auch nördlich vom Kul bei Ripinye mit ziemlich flacher Stellung in nordnordöstlicher Richtung von den Sandsteinen ab. An ihrem Nordrande ist die Schichtenstellung eine entgegengesetzte. Uebrigens fallen sie daselbst, wie man z. B. in der Nähe des Wasserfalles östlich Monostor und ebenso auch im Ripinkathal beobachtet, ziemlich steil gegen Süd-Süd-West.

Dieselben Schiefer streichen wahrscheinlich in südöstlicher Richtung fort bis an den Priszlop östlich von Ökermezö. Unter dem Priszlop versteht man denjenigen Theil der Wasserscheide zwischen Nagyag und Talabor, welchen man auf dem Wege von Ökermezö nach Toczko und Sinewer üerschreitet. Der Name ist bei dem Volke gebräuchlich. Auf der grossen Generalstabskarte stehen an Stelle desselben die Namen Rostoka und Pohani-Toczka eingezeichnet.

In dem „Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858“, von F. v. Hauer und Freih. v. Richthofen (Jahrb. d. geol. R.-A. 1859) erwähnt Franz v. Hauer (l. c, pag. 31) den Priszlop und sagt: „Beim Ansteigen auf den Priszlop beobachtete ich erst ein Fallen nach Nord-Ost, später weiter oben aber nach Süd-West und West. Am Wege hinauf fanden wir Dragomiten, höher aber ziemlich viel schwarzen Hornstein, der auf das Vorkommen von Smilnoschiefer deutet, doch nichts davon anstehend.“ Es wurde also hier bereits eine Andeutung von dem Auftreten jetz als eocän erkannter eocäner Schiefer an diesem Punkte gegeben. Ebenso beweisen die genannten Fallrichtungen die ungefähr muldenförmige Auflagerung dieser Schiefer auf den älteren Karpathensandsteinen der Umgebung und wir haben deshalb auch kein Bedenken getragen, die Schiefer des Priszlop als ein ungefähres Aequivalent der Menilitschiefer aufzufassen. Indessen läugnen lässt sich eine gewisse Verschiedenheit derselben den Menilitschiefern gegenüber nicht. Das Vorkommen schwarzen Hornsteines passt noch ganz gut zu den dadurch ebenfalls in Ost-Galizien vielfach ausgezeichneten Menilitschiefern. Das Auftreten schwarzer, dünnblätteriger Schiefer mit gelben Verwitterungsbeschlägen, über deren Schichtköpfe man vielfach auf dem Wege über den Priszlop hinwegschreitet, mag ebenfalls noch zu unserer Deutung passen. Doch sind die Schiefer viel schüttiger als man es sonst bei Menilitschiefern sieht. Ausserdem aber kommen denselben noch einzeine Lagen kalkhaltiger Sandsteine mit weissen Kalkspathadern untergeordnet vor, wie wir sie in den eocänen, bezüglich oligocänen Schiefern am Nordrande der Karpathen nur selten kennen.

Da indessen weiter östlich, wie in einem früheren Abschnitte erwähnt wurde, auch in den Menilitschiefern von Brustura in der Gegend von Königsfeld kalkhaltige, graue Sandsteine vorkommen, so mögen wir es hier ebenfalls mit einer jener Modificationen zu thun haben, denen die obere Abtheilung der Karpathensandsteine in ihrem Gesteinscharakter gegen den Südrand des Gebirges zu ausgesetzt ist.

Von Szolyma thalabwärts herrschen wieder bis etwas oberhalb Ökermezö dunkle, feinkörnige Sandsteine der mittleren Gruppe und setzen auf der westlichen Thalseite die Gehänge des Kliwa, auf der linken die des Torsola und des Nesterow zusammen. Diese Gesteinszone scheint sich aber nach Osten zu sehr zu verschmälern, insofern die Schichten der unteren Karpathensandsteine, welche bei Ökermezö selbst auftreten, auch längs des Prohidnithales östlich von Ökermezö bis an den Rand der Schiefer des Priszlop hin zu verfolgen sind.

Diese Schichten der unteren Karpathensandsteine sind theils Strzolka, nämlich blaugraue, glimmerige Kalksandsteine mit Kalkspathadern, theils dunkle Schiefer. Der Kalkgehalt jener Sandsteine wird sehr gut durch das Vorkommen von Kalktuff illustrirt, welches überhaupt in der Gegend von Ökermezö vielfach im Gebiete der cretacischen und namentlich der unteren cretacischen Karpathensandsteine zu constatiren ist. So wurde ein derartiges Vorkommen auf der südlichen Abdachung des Gebirgsstückes beobachtet, welches zwischen den Bächen Wolowec und Prohidni gelegen ist. Dieser Kalktuff findet sich ziemlich hoch oben an dieser Abdachung inmitten eines von Gebirgswiesen ein-

genommenen und von einigen Sennhütten beherrschten Terrains, für welches uns von Bauern der auf der Generalstabskarte nicht verzeichnete Name Koszareszcza angegeben wurde.

Auch geradeüber westlich von Ökermezö, am oberen Ende des kleinen Baches Zseliskowec ist ein Kalktuff bekannt und ebenso kommt diese recente Bildung zwischen Szolyma und Ökermezö an der linken Thalseite des Nagyag an einer Stelle vor. Das Vorkommen solcher Kalktuffe steht, wie wir gleich hier in Erinnerung bringen wollen, im Bereich der Karpathensandsteine nicht vereinzelt da, wie der Kalktuf am Ilczabache bei Żabie im Terrain der dortigen unteren Karpathensandsteine beweist, von dem wir in unseren älteren Studien (pag. 102 [50]) gesprochen haben.

Die Entblössungen der unteren Karpathensandsteine am rechten Flussufer geradeüber Ökermezö hat F. v. Hauer besucht. Er schreibt (Hauer und Richthofen, l. c. pag. 31): „Man findet hier die Marmaroscher Diamanten in zahlreicher Menge im anstehenden Gestein. Die Schichten fallen im Allgemeinen südwestlich. Man sieht dünngeschichteten, festen, blaugrauen, glimmerreichen Sandstein, der sehr feinkörnig ist und mit Mergelschiefer wechselt. Auch 2—3 Linien mächtige Kalkspathschnürchen, genau der Schichtenlage folgend, liegen zwischen den Schichten; einige Partieen zeigen viele Schichtenbiegungen und Faltungen; Kalkspathklüfte bis zu ein Paar Zoll mächtig durchschwärmen das Gestein in verschiedenen Richtungen. Die Dragomiten finden sich theils in diesen Klüften dem Kalkspath eingewachsen, theils in kleinen Drusen zugleich mit wohlausgebildeten Kalkspathkrystallen und kleinen graphitischen Massen."

Aeltere Gesteine als diese unteren Karpathensandsteine, die wir zum Neocom rechnen, haben wir in der Umgebung von Ökermezö nicht beobachtet. In dem bereits citirten Aufsatze von Hauer und Richthofen findet sich allerdings ein Passus, aus welchem auf das Auftreten solcher Gesteine geschlossen werden könnte. Es heisst daselbst (l. c. pag. 1F): „Noch aber habe ich zwei Stellen in der Marmarosch zu erwähnen, an welchen viel weiter im Norden mitten im Gebiete des Karpathensandsteines Jurakalk zu Tage tritt. Die erste dieser Stellen, leider erfuhren wir von derselben erst, als es zu spät war, sie zu besuchen, liegt nordöstlich von Ökermezö bei Strihalnya. Das Gestein wurde beim Bau der Kirche in Ökermezö zum Kalkbrennen verwendet. Nach den uns gewordenen Mittheilungen sowie nach der Analogie mit dem gleich zu schildernden Vorkommen südlich von Körösmezö dürfte auch der Kalkstein von Strihalnya den Stramberger Schichten angehören."

Es ist uns nun trotz aller Nachforschungen nicht gelungen, diesen Kalkstein aufzufinden. Auch auf unsere Fragen in dieser Beziehung wusste in Ökermezö und in Sinewer Niemand zu antworten. Man verneinte uns die Existenz eines Kalkes bei Strihalnya geradezu. Unter diesen Umständen bleibt uns nichts übrig, als auf der Karte die Angabe dieses Kalkes entfallen zu lassen.

Wer allerdings weiss, wie schnell in diesen Gebirgen jeder verlassene Steinbruch sich mit Vegetation bedeckt, und wir haben dies vor einigen Jahren bei dem von Hauer entdeckten Jurakalkvorkommen

bei Körösmezö gesehen, wo uns die Auffindung des betreffenden Punktes in Folge der angegebenen Ursache erst nach einigem Suchen gelang, der wird die Möglichkeit nicht ausschliessen, dass in der Gegend von Strihalnya ein oder einige Blöcke von Jurakalk den Karpathensandsteinen vielleicht nach Art der exotischen Blöcke eingelagert sind und dass ein solcher Block vor Zeiten in der nicht kalkreichen Gegend einmal abgebaut wurde. Wahrscheinlicher aber ist es, dass der Kalk, welcher beim Bau der Kirche von Ökermezö verwendet wurde, einer der Tuffablagerungen entstammte, wie sie eben in dieser Gegend im Bereich der kalkhaltigen Sandsteine vorkommen. So gut wie es nun gelungen ist, am nördlichen Thalgehänge des Prohidnibaches solchen Kalktuff aufzufinden, ebensogut kann beispielsweise am südlichen Gehänge des nach Strihalnya führenden Wolowecthales, das ist also im Bereich derselben Gebirgsmasse, ein Kalktuff vorkommen.

Alle Bedingungen zur Bildung solcher Ablagerungen sind in dieser Gegend gegeben, denn nicht allein erweisen sich viele Sandsteine der Kreide und, wie wir am Priszlop gesehen haben, auch des Eocän als stark kalkhältig, auch der Kohlensäuregehalt der Quellen und somit die Fähigkeit derselben, Kalk aufzulösen, sind hier häufig bedeutend, wie das Vorkommen verschiedener Sauerbrunnen beweist. So befindet sich ein etwas eisenhältiger Sauerbrunnen auf der südlichen Seite des Prohidnithales am Abhange des Drisliwec. Ein anderer Sauerbrunnen kommt im Alluvium des Flusses etwas oberhalb des Kalktuffes zwischen Szolyma und Ökermezö vor. Auch im Dorfe Felsö-Bistra ist eine Sauerquelle bekannt.

Sei es nun wie ihm wolle, sei es, dass der Kalk von Strihalnya einem in der Sandsteinmasse liegenden exotischen Block angehöre, sei es, dass er ein Kalktuff sei, wie wir fast mit Sicherheit glauben, oder dass er vielleicht mit einem der anderen soeben genannten Kalktuffvorkommen verwechselt worden sei, in keinem Falle glauben wir, bei Strihalnya das Auftreten einer Juraklippe fernerhin annehmen zu sollen.

Ehe wir von Ökermezö abwärts das Thal des Nagyag weiter verfolgen, möchten wir nur noch wenige Worte zur Erläuterung der Gegend des obersten Talaborthales östlich von Ökermezö sagen. Das Talaborthal konnte zwar nur sehr flüchtig begangen werden und wurde diese Begehung überdies durch die Ungunst des Wetters sehr erschwert, so dass wir uns für die Deutung mancher Punkte in diesem Gebiete etwas mehr als uns lieb war auf Combinationen verlassen mussten, aber wir wollen wenigstens einzelne sicher gewonnene Daten nicht für die Beschreibung verloren gehen lassen.

Nördlich der eocänen, von Szolyma über den Prislop nach Tocska streichenden Schiefer treten oberhalb Tocska Sandsteine auf, welche in allen ihren Eigenschaften und namentlich durch die Mächtigkeit ihrer Gesteinsbänke an den Sandstein von Jamna erinnern, mit dem wir sie deshalb ohne Weiteres vergleichen. Da wir also hier sicher Gesteine der mittleren Gruppe vor uns haben, so bekommt auch die Deutung der zwischen Szolyma und Majdanka im Nagyagthal von uns zur mittleren Gruppe gerechneten Sandsteine mehr Zuverlässigkeit, insofern die letzteren in der Streichungs-Fortsetzung der ersteren liegen.

Dass wir aber bei Tocska mit der vorgeschlagenen Deutung im Rechte sind, beweist, abgesehen von den petrographischen Gründen, auch der Umstand, dass die betreffenden Sandsteine zwischen den eocänen Schiefern von Tocska einerseits und sicheren Ropiankaschichten andererseits auftreten, welche ungefähr in der Gegend des Ostrika genannten Punktes anstehen. Ausser Strzolka-artigen Gesteinen und Hieroglyphenlagen fanden sich hier auch Schiefer mit verkohlten Pflanzenresten oder mit Fucoiden. Einige der Fucoiden-führenden Schichten waren röthlich und erinnerten an ähnliche Gesteine von Holodyszcze im Bystrycathal.

Der Complex der Sandsteine, welcher nun zwischen diesen Ropiankaschichten und den Eocänschiefern von Sinewer Poljana ausgebreitet ist, gehört der Hauptsache nach wieder zur mittleren Gruppe, obschon hier im Allgemeinen nicht dieselbe Massigkeit des Typus herrscht, wie er bei Tocska zur Entwicklung gelangte. Ob gewisse, im Bereich dieser Zone gelegene schieferige Bildungen, wie sie in der Gegend der Studena-Klause und der Ozera-Klause anstehen, Aufbrüchen älterer Karpathensandsteine entsprechen, wie wir Anfangs anzunehmen geneigt waren, wagen wir nicht mehr mit Sicherheit zu behaupten.

Von Ökermezö abwärts bis über Vuczkomezö hinaus herrschen noch immer cretacische Karpathensandsteine. Die Schichten zeigen sich namentlich unterhalb Vuczkomezö vielfach geknickt und erinnern so an das tektonische Verhalten der Ropiankaschichten. Hieroglyphenlagen kommen vor, wenn auch nur vereinzelt. Wir sahen dergleichen auf beiden Seiten des Nagyagflusses unterhalb Vuczkomezö. Meist sind diese Hieroglyphenformen grobwülstig. Aber auch feinere Formen kommen in einem dichten, festen, dunklen Sandsteine vor. Ebenso fanden sich Schiefer mit Fucoiden und schwarze, etwas schüttige Schiefer. Kalksandsteine und Strzolka-artige Lagen fehlen hier nicht. Die Kalksandsteine sind übrigens hier nur theilweise krummschaliger Struktur, theilweise sind sie auch plattig, aber dann ebenfalls von weissen Kalkspathadern durchzogen.

Kalktuffe kommen hier ebenfalls wohl an einigen Stellen vor. Das deuten kleine Bäche an, deren Rollsteine durch Kalkabsätze gelblichweiss gefärbt sind. An einem Steilgehänge auf der linken Seite des Nagyag, etwa eine schwache Stunde unterhalb Vuczkomezö und etwa eine halbe Stunde unterhalb einer ebenfalls am linken Nagyag-Ufer befindlichen, ziemlich eisenhältigen Sauerquelle sahen wir in der That nach etwa 10 Minuten Steigens eine Partie von Kalktuff. Die Gesteine in unmittelbarer Nähe dieses Vorkommens erwiesen sich auch nur als kalkhaltiger Sandstein. Von wirklichem älteren Kalkfels wurde keine Spur bemerkt.

Die Deutung der in Rede stehenden Schichten bei Vuczkomezö als Neocom wurde uns durch unsere vor Kurzem gewonnene Bekanntschaft mit den Verhältnissen der transsylvanischen Karpathensandsteine jedenfalls sehr erleichtert.

Eine ziemliche Strecke unterhalb Vuczkomezö trifft man dann wieder auf massigere Bänke von Sandstein, denen schwächere Schie-

ferlagen untergeordnet sind. Wir nahmen dieselben als Vertreter der mittleren Gruppe der Karpathensandsteine.

Gewisse grobkörnige Sandsteine, die nun folgen, ehe man die Einmündung eines uns mit dem Namen Pratno bezeichneten Baches erreicht, und welche Einschlüsse von kleineren Thonpartieen zeigen, könnten als eocän gedeutet werden, da sie in ihrer petrographischen Beschaffenheit am besten mit Eocänsandsteinen stimmen.

Unterhalb der Einmündung des genannten Thales kommen Sandsteine mit Glimmerblättchen vor, dahinter glimmerige, sandige Schiefer oder dünnschichtige Sandsteine von gelblichgrauer Farbe. An einer Stelle beobachteten wir ein südwestliches Fallen derselben.

Endlich treten oberhalb Also-Bistra wieder massige Sandsteine von WSW nach ONO (in Stunde 19) streichend und nördlich fallend auf. Der Sandstein ist gleichkörnig, meist etwas schwach glimmerig, stellenweise aber auch ohne dieses Fossil, dem massigen Sandsteine des Pruththales zwar in mancher Beziehung, namentlich in Bezug auf ansehnliche Grösse der Gehängeblöcke nicht unähnlich, indessen immer dunkler als dieser. Zwischen ihm und den früher erwähnten Schiefern liegen noch, wie erwähnt zu werden nicht vergessen werden darf, dunkelgraue Sandsteine mit Kalkspathadern, deren Habitus etwas an den des Wiener Sandsteins erinnert, und grünliche, weiche, thonige Schiefer, die in selteneren Fällen auch als Fucoiden führend sich erweisen. Für die nähere Deutung dieser Gebilde fehlen uns jedoch noch die näheren Anhaltspunkte.

Auch bei der Brücke von Bistra, auf welcher die Strasse den Nagyag übersetzt, um von da auf dem linken Ufer desselben fortzusetzen, stehen noch Bänke massigen Sandsteins an.

Dahinter kommt wieder unterer Karpathensandstein. Etwa am halben Wege nach Bereszno kommt auf der linken Thalseite ein kleiner Bach herab. Dieser Punkt, dessen Namen wir nicht anzugeben vermögen, weil uns für die ganze Gegend von Ökermezö bis Huszt während des Verlaufs unserer Excursion keine grösseren topographischen Karten mehr zur Verfügung standen, ist immerhin ziemlich leicht kenntlich, insoferne die Strasse unmittelbar hinter der über diesen Bach geschlagenen Brücke auf eine kurze Strecke steil bergauf geht, während sie auf der Seite nach Bistra zu flach und eben verläuft. Hier stehen im Bachbett dunkle Schiefer und Strzolka-artige Sandsteine an. Unmittelbar in der Nähe der Brücke ist diesen Gesteinen eine wenig ausgedehnte Linse von dunklem, breccienartigem Kalke eingelagert.

Weiterhin erweitert sich das Thal der Art, dass an der Strasse nur schwer mehr genügende Aufschlüsse wahrzunehmen sind. Bei Huszt, wo der Nagyag in die Theiss fällt, befindet man sich schon in der Zone der ungarischen Trachyte.

VI. Die Mizunka.

Die Mizunka mündet unterhalb Mizun bei Wygoda in die Swica. Sie verläuft indessen innerhalb des Sandsteingebirges der Swica annähernd parallel und stellt, abgesehen von ihrem obersten Lauf bei

Wyszkow, wo wir bereits ihre Bekanntschaft bei Beschreibung des vorigen Durchschnitts gemacht haben, ein ausgezeichnetes Querthal vor.

Bei Mizun herrschen Menilitschiefer und die dazu gehörigen Sandsteine. Am Berge Osigarl, nördlich von Mizun, westlich von Wygoda, ist seit längerer Zeit ein Vorkommen von Thoneisensteinen bekannt. Dieselben wurden früher abgebaut. Auf den Halden finden sich Sandsteine mit Hieroglyphen, von denen es zweifelhaft bleibt, ob wir sie den oberen Hieroglyphenschichten oder den Ropiankaschichten zutheilen sollen. Jedenfalls haben wir hier einen Aufbruch etwas älterer Gesteine vor uns, welcher mit dem Vorkommen der Cementmergel bei Weldziż zu correspondiren scheint.

Bei der Brücke von Neu-Mizun sieht man die Menilitschiefer mit nicht sehr steiler Schichtenstellung südwestlich, d. i. gegen das Gebirge zu einfallen. Da wir unmittelbar darauf älteren Schichten begegnen, so ist die Ueberkippung, die hier am Gebirgsrande stattgefunden hat, eine ganz evidente. Etwas rechts von der Brücke, eine kleine Strecke in den Wald hinein auf der linken Thalseite kommen Spuren von Petroleum vor.

Gleich hinter den Menilitschiefern sieht man auf der linken Thalseite am Berggehänge ein System dünnerer Sandsteinbänke mit schieferigen Zwischenlagen von grünlicher Färbung entblösst, in denen wir die oberen Hieroglyphenschichten erkennen, welche von Suchodol hier herüberstreichen.

Der Weg führt uns übrigens hier am rechten Flussufer aufwärts. Noch vor der Einmündung des Lysyniec-Baches kommt der massige Sandstein von Jamna zum Vorschein. Sofort wird das Thal enger und wilder. Am engsten erscheint es bei dem Krzywula genannten Bergabhange, wo zur Zeit unserer Anwesenheit in dieser Gegend ein mächtiger Bergsturz niedergegangen war, der den Weg auf längere Zeit unpassirbar gemacht hatte. Auch die Krzywula und die auf der linken Thalseite gelegene Kuppe Pisok sind aus massigem Sandstein zusammengesetzt.

Gleich oberhalb der Krzywula sieht man am linken Flussufer rothe und grüne Mergel entblöst, welche von grauen, sandigen Schiefern überlagert werden. In ziemlich flacher Lagerung liegt über diesem eigenthümlichen Schichtensystem ein in ziemlich dicken, aber doch nicht grade plumpmassigen Bänken geschichteter Sandstein. Etwas massigere Bänke treten übrigens auch unmittelbar dahinter auf, noch ehe man an die Einmündung der Pionka kommt.

Jene rothen und grünen Mergel konnten der schweren Zugänglichkeit des Aufschlusses wegen leider nicht genauer untersucht werden. Wir glauben indessen in denselben ein ungefähres Aequivalent der obern Hieroglyphenschichten vorläufig erblicken zu sollen. In diesem Falle würde der Sandstein von der Krzywula dem tiefsten der an die Oberfläche getretenen Glieder eines schiefen, nach Nordosten geneigten Sattels entsprechen.

Hat man die genannten Bildungen passirt, so erweitert sich das Thal und wir treten abermals in eine Zone von Menilitschiefern ein. Dieselben sind sowohl stellenweise durch die Mizunka selbst, als auch

durch deren Zuflüsse, die von der rechten Seite mündende Pionka und den von der linken Seite mündenden Fataczyski aufgeschlossen. Man kann hier fast alle bezeichnenden Varietäten der Menilitschiefer beobachten. Besonders zu erwähnen wären vielleicht ziemlich reichliche, meist traubige Ausblühungen von Alaun, welche in der oberen Pionka etwa eine halbe Stunde oberhalb deren Einmündung in die Mizunka vorkommen. Alaun-Efflorescenzen und Beschläge sind in den Schiefern der Karpathensandsteine verschiedener Niveau's gerade nichts Seltenes, indessen ist ein etwas ausgesprocheneres Vorkommen derartiger leicht löslicher Ausblühungen bei dem feuchten Klima der galizischen Karpathen wohl der Erwähnung werth.

Die betreffende Menilitschieferzone erscheint der Zeit nach, welche man braucht, um sie zu passiren, ziemlich breit. Das wird um so auffallender, wenn man bedenkt, dass sie die nordwestliche Fortsetzung des sehr schmalen Menilitschieferzuges ist, den wir beim Pianulski-Bache im Swica-Durchschnitt passirten. Allein, einmal muss man sich vergegenwärtigen, dass die Mizunka grade hier eine Strecke lang einen westöstlichen Lauf besitzt, also bei dem NW-SO-Streichen der Formationszonen dieses Gebietes die Menilitschieferzone nicht senkrecht durchquert, und zweitens ist die Lagerung dieser Schiefer hier zwar nicht durchgehends, aber doch vorwiegend eine ziemlich flache, und es ist ja klar, dass dieselbe Gesteinszone bei flacher Lagerung einen grösseren Raum einnehmen wird, als bei zusammengefalteter und aufgerichteter Schichtung. In der oberen Pionka-Schlucht, also in der Richtung gegen das Swica-Thal zu, trifft man übrigens schon häufiger auf steilere Schichtenstellungen.

Etwa 20 Minuten vor der kleinen Colonie Sołotwina zeigt das Thal wieder eine südwest-nordöstliche, also senkrecht gegen die allgemeine Streichungslinie des Gebirges verlaufende Richtung und hier tritt ein Formationswechsel ein. Relativ am besten sind die betreffenden Schichten durch den Hluboki-Bach aufgeschlossen, der hier auf der linken Thalseite der Mizunka mündet. Man sieht an der Einmündung dieses Baches graue, glaukonitische Sandsteine in dünnen oder doch nur mässig dicken Schichten anstehen, denen nur stellenweise auch dickere Bänke eingeschaltet sind. Auch dunkelgrünliche Sandsteine kommen hier vor, namentlich aber bringt der Bach von oben viele Blöcke eines dunklen Sandsteins mit weissen Kalkspathadern mit. Das Streichen der Schichten an der Einmündung des Hluboki ist ein fast rein ostwestliches, das Fallen ein südliches.

Eine kurze Strecke weiter thalaufwärts bei der Brücke, die kurz vor Sołotwina über die Mizunka führt, stehen am Flussufer bläulich-grünlich graue, feinkörnige Sandsteine mit etwas weissem Glimmer an, welche mit schwachen Lagen grauer, sandiger, glimmerhaltiger Schiefer abwechseln. Auch ein hellgrüner Sandstein und ein dunkler gefärbter, Glaukonitpunkte führender Sandstein kommen hier vor. Alle Schichten streichen hier hora $19^1/_2$ und fallen ziemlich steil nach SW. Gleich über diesen Schichten folgt vor und bei Sołotwina auf beiden Thalseiten der massige Sandstein.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Schichten, welche wir am Hluboki und an der Brücke vor Sołotwina antrafen, und welche

einem zusammengehörigen System angehören, älter sind als der massige Sandstein, der von ihnen unterteuft wird. Auch der Habitus der betreffenden Gesteine stimmt gar nicht mit dem jüngerer Karpathensandsteine überein. Die kalkhaltigen, von weissen Kalkspathadern durchzogenen dunklen Sandsteine, welche in den liegenderen Schichten dieses Complexes auftreten, haben sogar ganz den Charakter neocomer Gebilde. Freilich wurden die bezeichnenden Hieroglyphen der Ropiankaschichten hier nicht entdeckt. Wenn sie vorkommen, sind sie wohl ziemlich selten, da sie sonst der Beobachtung kaum entgangen wären. Nichtsdestoweniger können wir kaum anders thun, als die fraglichen Schichten der unteren Abtheilung der Karpathensandsteine zuweisen. Ihre ziemliche Mächtigkeit schliesst wohl auch die Vermuthung aus, als hätte man es ausschliesslich mit einer jener Grenzbildungen zu thun, welche anderwärts sich bisweilen zwischen den massigen Sandstein und die Ropiankaschichten einschalten.

Gleich oberhalb Sołotwina, an dem Ende der dortigen Thalerweiterung und kurz vor der Einmündung des von Osten kommenden Sokolin-Baches in die Mizunka stehen mit gebirgswärts gerichtetem Fallen hellblaugraue Sandsteine an. In dem genannten Bache finden sich dunkelblaugraue, etwas glimmerige Sandsteine mit Kalkspath-Zwischenlagen von der Art, wie sie F. v. Hauer in seinem zusammen mit Richthofen verfassten Bericht (Jahrb. 1859) bei gewissen Sandsteinen der Gegend von Ökermezö beschrieb. Ausserdem treten hier dünnplattige Sandsteine mit annähernd rechtwinklig gekreuzten weissen Kalkspathadern auf. Hieroglyphen wurden auch hier nicht gefunden. Da diese Gebilde indessen wieder unter den massigen Sandstein einfallen, welcher bald darauf bei der Thalverengung vom Chom bei Leopoldsdorf herüberstreicht, so müssen wir in denselben vorläufig ebenfalls die unteren Karpathensandsteine als vertreten annehmen, womit wenigstens der Kalkgehalt der betreffenden Sandsteine übereinstimmt.

Eigenthümlich bleibt es immerhin, dass in dem ganzen Thalprofil der Mizunka typische Ropiankaschichten nicht entdeckt wurden, und dass die Bildungen, welche in diesem Profil unterhalb des massigen Sandsteins als tiefste Glieder der ganzen, hier entwickelten Schichtenreihe erscheinen, sich an den verschiedenen Orten ihres Auftretens nicht völlig ähnlich sehen. Wir haben da wahrscheinlich wechselnde Facies vor uns, wie sie eben auch bei andern Gliedern der Karpathensandsteine vorkommen. Wir werden z. B. sehen, dass der massige Sandstein der mittleren Gruppe in dem noch in dieser Arbeit zu beschreibenden Durchschnitt zwischen Stryi und Munkacs in den mittleren Partieen dieses Durchschnittes bis auf wenige Spuren gänzlich verschwinden und anderen Gebilden Platz machen wird. Schon hier am Chom zeigt er eine minder charakteristische Entwickelung als weiter im Osten, und haben wir auf dieses Verhältniss der Veränderungen im massigen Sandstein schon bei Beschreibung des vorigen Durchschnitts, auf die Faciesänderungen der Karpathensandsteine überhaupt schon wiederholt hingewiesen. Wir müssen deshalb immer wieder betonen, dass die Erkennung der relativen Niveau's der verschiedenen Bildungen der karpathischen Sandsteine in jedem einzelnen Falle, für jede einzelne Gegend das zunächst wichtige Moment

bei der Entwirrung der so verwickelten Verhältnisse dieses Gebirges ist. Die für den ersten Anschein so grosse Aehnlichkeit der verschiedenen karpathischen Sandstein- und Schiefergesteine untereinander, deren trotzdem vorhandene grosse Mannigfaltigkeit andererseits verbunden mit dem Umstande, dass manche sogar der leichter wiedererkennbaren Gesteinstypen nicht immer an dasselbe Niveau gebunden sind, bieten ja eben die Hauptschwierigkeiten für den Geologen dar. In diesen Schwierigkeiten liegen aber vielleicht ebenso viele Anziehungspunkte für den Forscher, dem die Grundzüge der karpathischen Geologie nicht mehr fremd sind.

Am Einfluss des Sobol in die Mizunka stehen wieder dünner geschichtete und schiefrige Gesteine an, welche wir den obern Hieroglyphenschichten zurechnen zu dürfen glauben, zumal sie zwischen den Eocänschiefern von Ludwikówka und solchen des oberen Brzazabaches, die wir im folgenden Durchschnitt antreffen werden, in der Mitte liegen.

Die Gehänge in der nächsten Umgebung des Sapolej-Baches bestehen aber noch aus massigem Sandstein, welcher mit dem Sandstein des Chom im Zusammenhang zu stehen scheint.

Bei der mit Wiesen bedeckten Thalerweiterung Zarinki ist aber das Auftreten von Menilitschiefern zu constatiren. Die meisten typischen Varietäten dieser Schiefer kommen hier vor, welche an den Stellen, wo der Fluss unmittelbar an die Thalwände herantritt, gut aufgeschlossen sind. Namentlich fehlen die dunklen, bituminösen feinblätterigen, stark kieseligen Schiefer mit gelben Verwitterungsbeschlägen hier nicht. Aber es darf nicht verschwiegen werden, dass in den untersten Lagen dieser Bildung stellenweise, obschon selten, feine hieroglyphenartige Reliefs auf gewissen Schichtflächen vorkommen. Wir werden eine ähnliche Beobachtung auch noch anderwärts zu registriren haben. Es scheint fast, als ob an manchen Orten, wo bestimmt charakterisirte Sandsteinentwicklungen zwischen den oberen Hieroglyphenschichten und den Menilitschiefern fehlen, eine Vermischung beider sonst getrennter Ablagerungen in den unteren Lagen der Menilitschiefer stattfinden könne.

Südlich von Zarinki vor dem Berge Swinarki stehen andere sandig schiefrige Gesteine an, deren Deutung vorläufig zweifelhaft blieb, doch gehören sie wohl in die Nähe der unteren Karpathensandsteine.

Bei der Thalverengung am Berge Swinarki, welche sich auf der linken Thalseite befindet, ebenso wie auf der rechten Thalseite gegen den Jalowy-Bach zu, tritt wieder der massige Sandstein auf, der noch weiter südöstlich sich in dem Pustyihorb zu relativ bedeutender Höhe (1314 Meter) erhebt.

Plötzlich kommen bei einer scharfen Krümmung des Flusses am Abhange der Kiczirka wieder Menilitschiefer zum Vorschein. Sie bilden am rechten Ufer des Flusses hier eine steile Felswand, welche, da sie unmittelbar von dem an dieser Stelle ziemlich tiefen Flusse bespült wird, nur für den berittenen Reisenden zugänglich erscheint, wie so manche andere Aufschlüsse in dieser Waldeinsamkeit. Die betreffende Felswand erscheint ganz eben und zeigt lauter breite Schichtoberflächen, auf denen man ein Streichen in Stunde $10^1/_2$ bei steilen Fallen mit

72 Grad nach West ablesen kann. Da die Felswand von solchen Schichtoberflächen gegen das Flussbett zu begrenzt wird, so ist ihre eigene Neigung gleich dem Fallwinkel der Schichten. Die Schiefer selbst sind ganz typisch ausgebildet und prävaliren hier besonders die dünnblättrigen Schiefer mit gelben Verwitterungsbeschlägen.

Doch scheinen diese Menilitschiefer keiner sehr ausgedehnten Partie dieser Gesteinszone anzugehören, sondern zwischen dem sie rings umgebenden massigen Sandstein eingeklemmt zu sein, welcher gleich bei der nächsten Thalbiegung einige Schritte weiter wieder zum Vorschein kommt.

Das Thal erweitert sich aber sofort wieder und nimmt eine ziemlich meridiane Richtung an. Hier betritt man eine ausgedehnte Partie von Menilitschiefern, welche meist am Flussufer ziemlich gut aufgeschlossen sind. Ob hier zwischen die massigen Sandsteine und die Menilitschiefer sich noch die oberen Hieroglyphenschichten einschalten, lässt sich indessen nicht sagen. Sicher ist, dass einige Minuten südlich von dem letzten Auftreten des massigen Sandsteines, nachdem man zuvor schon typische Menilitschiefer beobachtet zu haben glaubt, sich auf einmal grünliche und rothbraun verwitternde Schiefer einstellen, denen etwas dickere, festere Bänke eines bläulichen Quarzits untergeordnet sind, auf welchem grosse, wulstförmige Hieroglyphen vorkommen.

Alle diese Schichten streichen in Stunde 10 und fallen Anfangs steiler, später etwas flacher nach Südwesten. Noch weiter südlich fortschreitend gelangt man dann im Hangenden der soeben erwähnten Bildungen in ganz typische und völlig unzweifelhafte Menilitschiefer. Namentlich beobachtet man hier sehr viel schwarzen Hornstein, der in den Ablagerungen weiter im Liegenden völlig zu fehlen schien. Dann kommen hierselbst auch vielfach innen dunkle, theils schwarze, theils bräunliche, aussen weiss verwitternde, etwas dicker geschichtete Schiefer vor, genau wie wir sie seinerzeit in den Fischschiefern von Lubiżnia bei Delatyn kennen lernten. Cementsteine sind ebenfalls an manchen Orten dem Schiefercomplexe untergeordnet.

VII. Das Thalgebiet des Sukiel bei Bolechów.

Der Sukiel-Fluss gehört gleich der östlich von ihm verlaufenden Mizunka zum Wassergebiet der Swica. Während aber die Mündung der Mizunka in die Swica sich gerade am Nordrande der Gebirgserhebung befindet, mündet der Sukiel erst nach längerem Lauf im Flachlande unterhalb Sokołow in die Swica.

Der Durchschnitt, den wir bei der Begehung des Sukiel-Thales gewinnen, ist kein vollständiger, insofern der Ursprung dieses Flusses nicht so tief im Gebirge drinnen liegt, wie der der Mizunka oder der des im folgenden Capitel zu erwähnenden Opor. Immerhin jedoch bietet der Verlauf des Sukiel eine Anzahl von Aufschlüssen zur Beobachtung dar, welche für die Kenntniss des nördlichen Theiles der Sandsteinzone nicht ohne Wichtigkeit sind und für die Verbindung der im unteren Mizunkagebiet gewonnenen Daten mit den Beobachtungen, die wir am

unteren Lauf des Opor und am Stryi anstellen konnten, Bedeutung haben.

Bolechów liegt im Bereiche der miocänen Salzformation, welche allerdings hier wie an manchen Punkten anderwärts vielfach von quartären Ablagerungen bedeckt erscheint.

Wenn das Gebirge der Salzformation weiter östlich, wie namentlich bei Sloboda Rungurska, bei Delatyn und Nadworna eine gewisse orographische Bedeutung für das Relief der Gegend hatte, so erscheint diese Bedeutung für die Umgebung von Bolechów ziemlich gering. Die Saline Bolechów liegt fast in einer Ebene, und die in ihrem Kern aus Gesteinen der Salzformation bestehenden Hügel im Norden, Westen und Süden von Bolechów sind nur unbedeutend über das Niveau des Sukiel-Flusses erhaben.

Aus der Salzformation bestehen also die Hügel im Norden und Nordwesten von Bolechów, welche sich gegen Morszyn hin erstrecken. In der That befand sich in früherer Zeit bei Bania zwischen Bolechów und Morszyn einmal eine Saline im Betrieb und treten etwas nördlich vom Bade Morszyn salzhältige Quellen auf zum Beweise, dass die Salzformation hier unter der Oberfläche fortsetzt. Diese Oberfläche der Hügel selbst aber wird von Berglehm eingenommen.

Nur dort, wo der Sukiel zwischen Bolechów und Lisowica unmittelbar an den Rand jener Hügel herantritt, sind am linken Ufer des Flusses Aufschlüsse der tertiären Gesteine wahrzunehmen. Es sind merglig sandige Gesteine, mürbe, sandige Schiefer mit Gypsen, wie sie auch anderen Orts in der Salzformation vorkommen.

Im Vorübergehen mag erwähnt werden, dass nicht allzuweit von diesen Aufschlüssen sich Spuren von Petroleum gezeigt haben. Um den Punkt des Auftretens dieser Spuren genauer zu bezeichnen, bemerken wir, dass derselbe sich im Einriss des Klinisztie-Baches zwischen der sogenannten Bolechówska góra und der Kaisereiche befindet und zwar westlich der von Bolechów nach Stryi führenden Strasse, für den von Bolechów kommenden Reisenden links von dieser Strasse und nur wenige Schritte von derselben entfernt. Es sind hier sogar schon zwei Schächte abgeteuft worden. Das Petroleum, welches sich schon in der 3. Klafter gezeigt hatte, floss in einer Tiefe von 45 Klafter am reichlichsten zu. Das auf den Halden umherliegende Material ist ein mürber, etwas plattiger Sandstein.

Geht man von Bolechów westlich über Neu-Babilon nach Salamanowa górka, so sieht man den flachen Hügel, auf welchem letzteres Dorf steht, zwar ebenfalls mit Berglehm bedeckt, wie die Hügel zwischen Bolechów und Morszyn, allein die Berglehmdecke ercheint hier dünner als dort, und stellenweise treten an der Oberfläche des Hügels, beispielsweise an der Dorfstrasse selbst die sandig mergligen Schiefer der Salzformation zu Tage. Verfolgt man diesen Hügel dann noch etwas weiter westlich, so trifft man, noch bevor das Gebirge plötzlich steiler ansteigt, auf einem grauen, plastischen Thon, welcher genau den Thonen gleicht die wir bei einer früheren Gelegenheit bei der Stadt Solotwina und bei Porohy kennen lernten.

Das höher ansteigende Gebirge besteht hier aus Menilitschiefern, und zwar sind die Kuppen, welche zunächst an den Thon angrenzen,

aus hellen, oft feingestreiften Sandsteinen zusammengesetzt, wie sie so häufig im unmittelbaren Hangenden der Menilitschiefer, z. B. bei Delatyn, am Berge Kliwa bei Lubisznia oder bei Perehinsko sich einstellen. Der graue, plastische Thon nimmt also seine Stellung zwischen dem System der Menilitschiefer und zwar den Hangendsandsteinen derselben einerseits und den Schichten der Salzformation andererseits ein. Es bildet demnach die Basis der Salzformation, oder, wenn wir ihn zu dieser rechnen wollen, deren tiefstes Glied, welches allerdings nicht überall und nur local entwickelt ist. Wir müssen aber den fraglichen Thon zur Salzformation rechnen und können ihn nicht mit den zunächst älteren Schichten verbinden, weil er bei Salamanowa górka, wo sein Lagerungsverhältniss am besten erkennbar war, sich orographisch und im Relief der Gegend durchaus an die Salzformation anschliesst, und weil bei dem vorläufigen gänzlichen Mangel palaeontologischer Hilfsmittel ein anderes Moment als das orographische Verhalten für die Beurtheilung dieser Frage nicht gegeben war.

Das Thal des Sukiel ist beim Austritt aus dem Gebirge ziemlich breit. Es erweitert sich aber flussaufwärts bei Cisów noch mehr. An den Flanken dieser Thalerweiterung kommen wenigstens der Hauptsache nach Menilitschiefer vor. Wir wollen indessen nicht mit voller Bestimmtheit läugnen, dass nicht auch an der einen oder der anderen Stelle ein älteres Gestein, wie z. B. die oberen Hieroglyphenschichten unter den Menilitschiefern hervorsehen könne. Insofern in der Streichungsfortsetzung der hiesigen Gebirgsschichten am Stryi-Flusse, wie wir sehen werden, eine grössere Formationsmannigfaltigkeit herrscht, obschon dort auch die Menilitschiefer einen ganz überwiegenden Raum einnehmen, insofern könnte man diese Mannigfaltigkeit auch hier vermuthen. Es sind aber die etwaigen älteren Schichten hier unseren, allerdings in diesem Falle durch die Ungunst des Wetters sehr gestörten Beobachtungen entgangen.

Mit Sicherheit liessen sich ältere Schichten dagegen weiter thalaufwärts bei Bubniscze erkennen, wo die Mlynowka in den Sukiel fällt.

Am Ausgange des Thales von Busnisceze, an dessen Einmündung in den Sukiel, stehen ziemlich dickschichtige Bänke eines groben Sandsteines an. Dieser Sandstein enthält zahlreiche, etwas grössere, eckige Quarzfragmente, welche auf den verwitterten Oberflächen im Vergleich zur übrigen dichteren Masse etwas hervortreten und dadurch dieser Oberfläche ein rauhes Ansehen geben. Ausserdem aber zeigen sich auf diesen Oberflächen nicht selten auch kleine, weisslich gelbe Partien, welche bei genauerer Betrachtung organische Structur zeigen und sich als Bryozoen erweisen. Wir werden diesen Sandstein, in welchem wir, wie sich zeigen wird, jedenfalls ein tieferes Glied der Karpathensandsteine vor uns haben, später noch einige Male zu erwähnen und des Weiteren zu beschreiben Gelegenheit haben.

Eine etwas stärkere Bank dieses Sandsteines bildet hier am Sukiel einen niedrigen Wasserfall. Das Thal des Sukiel erweist sich hier als reines Erosionsthal, da alle Gesteinsbänke quer durch den Fluss streichen. Nicht unerwähnt wollen wir lassen, dass an dieser Stelle eine Biegung des Streichens der Sandsteinbänke deutlich wahrzunehmen ist. Am Wasserfall ist das Streichen nämlich ein fast rein ostwestliches,

das Fallen ein südliches und gleich unmittelbar westlich davon am Ausgange des Thales von Bubniscze ist das Streichen ein nordwest-südöstliches (in Stunde 22) und das Fallen südwestlich. Diese Biegung des Streichens ist eine allmählige, und die Streichungscurve schon für den blossen Augenschein wahrnehmbar. Das Schichtenfallen ist, wie noch hinzugefügt werden kann, ziemlich flach.

Der betreffende Sandstein lässt sich die Mlynowka aufwärts eine ziemliche Strecke lang verfolgen, wenn auch die Aufschlüsse hier sehr viel zu wünschen übrig lassen.

In seinem Hangenden liegt ein anderer Sandstein von ungeheurer Massigkeit. Derselbe ist hellfarbig und meist sehr mürbe, da die einzelnen Sandkörner untereinander nur schwach cementirt sind. Dieser Sandstein nimmt das Thal auf beiden Seiten von Polanica ein. Südöstlich erstreckt er sich bis in die Gegend nördlich von Sloboda bolechowska. Nach Nordwesten zu ist seine Fortsetzung zunächst bis an den Stryi bei Tyszownica constatirt. Es stehen die Felsen bei Polanica in unmittelbarem ununterbrochenem Zusammenhange mit den Felsen vom linken Stryiufer zwischen Tyszownica und Międzybrody.

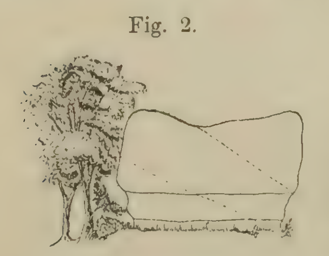
Eine kurze Strecke nordwestlich von Polanica und westlich vom Dorfe Bubniscze befinden sich auf der Höhe des von diesen massigen Sandsteinen gebildeten Bergrückens einige sehr grosse, steil aufragende Felsen, welche in der Gegend unter dem Namen der Felsen von Bubniscze bekannt sind und nicht selten von Touristen aus Galizien besucht werden, bei denen sie eine gewisse locale Berühmtheit erlangt haben.

Die Felsenpartie von Bubniscze erinnert in ihrem landschaftlichen Charakter an die Quadersandsteinfelsen der sächsischen Schweiz, der Lausitz und Böhmens, ohne freilich an Grossartigkeit mit den bekannten Sandsteinfelsen von Adersbach und Weckelsdorf wetteifern zu können. Es ist deshalb begreiflich, dass ein solcher Punkt den Bewohnern eines Landes, in welchem pittoreske Felsformen zu den Seltenheiten gehören, besonders auffiel, denn es ist eine Eigenthümlichkeit der Karpathensandsteine, aus denen ja doch der grösste Theil der galizischen Gebirge besteht, dass sie zur Bildung bizarrer, kühner Felsformen sich nicht eignen. Selbst der massige Sandstein von Jamna im Pruththal bildet keine derartigen emporstrebenden Felsen, sondern wird abgesehen von der häufig etwas kegelförmigen Form seiner Berge nur durch die Bildung grosser, kantiger Blöcke und durch seinen massenhaften Gehängeschutt zu einem eigenthümlichen Element der Landschaft. Höchstens am Berge Sisnia (vergleiche unsere früheren Studien l. c. p. 80 [48]) macht er den Versuch ruinenartige Felsformen anzunehmen. Wir kennen auch bei Pudpoloc zwischen Munkacs und Verecke in Ungarn ziemlich imposante Felsformen eines dortigen Sandsteins, allein dieselben werden daselbst sicher durch Flusserosion bedingt, nicht durch die Eigenschaften, welche das Gestein bei seiner Verwitterung zeigt. Es sind dort Felswände am Rande eines Thales nicht auf der Höhe eines Rückens. Uebrigens gelten auch die Felsen von Pudpoloc in ihrer Gegend für eine Merkwürdigkeit, ein Beweis, dass auch in den ungarischen Theilen der Sandsteinzone das Phänomen der Felsbildung ein seltenes ist.

Hier bei Bubniscze kommt zudem noch ein Umstand hinzu, der die Neugier von Touristen und vielleicht auch von Archäeologen rege macht, nämlich das Vorhandensein grosser, von Menschenhand ausgearbeiteter Hohlräume in den Felsen. Es sind nämlich in dem grösseren der dortigen Felsen drei zimmerartige Höhlen im Stein ausgehauen. Auch verschiedenes Mauerwerk ist noch wahrzunehmen. Ueber die Zeit, in welcher diese Arbeiten ausgeführt wurden, scheinen genaue Nachrichten nicht vorzuliegen. Doch dürfte man es hier wohl kaum mit sehr alten Wohnstätten zu thun haben. In jedem Falle schien die Annahme eines prähistorischen Alters derselben völlig ausgeschlossen zu sein, weshalb eine nähere Untersuchung der ganzen Sache nicht Gegenstand der Geologie ist. Uebrigens sind die Höhlen leider völlig ausgeräumt, augenscheinlich in der Absicht sie den Touristen zugänglich zu machen. Bei dieser Gelegenheit dürfte man versäumt haben nach Spuren zu suchen, welche über die Natur der früheren Bewohner dieser Stätte hätten Auskunft geben können. Der Fussboden und die Wände der drei Höhlen weisen nichts auf als den reinen Felsen. Indessen zeigt sich der Sandstein in der Nähe durch einige breitere Spalten zerklüftet und es wäre möglich, dass in dem Schutt und Lehm, welcher diese Spalten bis zu einer gewissen Höhe ausfüllt, sich Gegenstände fänden, aus denen ein Schluss auf die Bewohner dieses Punktes und ihr Zeitalter gezogen werden könnte. Hier wäre nachzugraben. Das ist der einzige Rath, den man vom geologischen Standpunkt aus in einer Angelegenheit ertheilen kann, für welche, wie es scheint, sich viele Personen in Galizien interessiren.

Von geologischem Interesse sind dagegen eigenthümliche Denudationsformen an den Felsen von Bubniscze, welche namentlich an dem grösseren dieser Felsen, demselben, der die Höhlen einschliesst, deutlich zu beobachten sind. Die betreffende Beobachtung lässt sich am besten auf den von den Eingängen dieser Höhlen abgewendeten Seiten des Felsens anstellen. Es sind daselbst in einer gewissen Höhe über dem Erdboden zwei übereinander befindliche, untereinander parallele, annähernd horizontal verlaufende, von der Gesteinsschichtung unabhängige Linien an den fast senkrechten Felswänden wahrzunehmen. Unterhalb einer jeden dieser Linien zeigt sich der Felsen ausgehöhlt oder ausgewaschen in der Art, dass die über den Linien befindliche Felsmasse überhängt und dass die unterste Basis des Felsens am Erdboden einen etwas geringeren Raum einnimmt, als die Basis des Felsens bei der unteren der beiden Linien und dass die Basis des Felsens bei der unteren der beiden Linien wiederum einen geringeren Raum einnimmt als die Basis des Felsens bei der oberen dieser Linien. Die punktirten Linien in beistehender Figur zeigen die Schichtung an.

Fig. 2.



Wir verzichten darauf, eine bestimmte Erklärung für die beschriebene Erscheinung zu geben und möchten nur künftige Besucher der Felsen von Bubniscze, denen Zeit für Specialstudien übrig bleibt, auf diesen Fall aufmerksam gemacht haben. Die betreffenden Denudations-

wirkungen, wie wir sie vorläufig nennen wollen, sehen aus, als ob sie von einem Flusse herrührten und doch befinden sich, wie schon früher gesagt, die betreffenden Felsen auf der Höhe eines Gebirgsrückens zwischen dem Bache Mlynowka bei Bubniscze einerseits und den Bächen Kamina und Tyszownicza andererseits.

Setzen wir nun unsern Durchschnitt von Polanica aus den Sukiel aufwärts fort. Das Anfangs flache Südwestfallen der Bänke wird nach und nach etwas steiler.

Bei Polanica selbst zeigen sich die Ufer des Flusses noch ganz felsig und aus dem geschilderten massigen Sandsteine bestehend. An der Einmündung des Kamina-Baches jedoch wird dieser Sandstein von südwestlich fallenden grünlichen Mergelschiefern überlagert. Dieselben sind nicht sehr mächtig und werden ihrerseits abermals von einigen Bänken massigen Sandsteines bedeckt, dessen Beschaffenheit dem des Sandsteines der Felsen von Bubniszcze und Polanica sehr ähnlich ist. Diese Bänke fallen ebenfalls südwestlich. Gleich über denselben folgen dann in Stunde 22 streichend mit steilem Südwestfallen Menilitschiefer.

Es stellen also jene grünlichen Mergelschiefer eine Einlagerung in den oberen Partien des massigen Sandsteins vor. Der massige Sandstein von Bubniscze aber entspricht, wie wir sehen, seiner Lagerung nach doch im Allgemeinen dem massigen Sandstein von Jamna, wenngleich die petrographischen Kennzeichen beider Sandsteine namentlich in Bezug auf die Cementirung der Sandkörner und der damit zusammenhängenden Eigenthümlichkeiten der Verwitterung einigermassen verschieden sind. Da, wie wir später erkennen werden, sich in anderen Theilen des Gebirges zwischen die oberen Hieroglyphenschichten und die echten Menilitschiefer bisweilen eine andere Sandsteinbildung einschiebt, welche ihrerseits wieder manche Aehnlichkeit mit dem Sandstein von Jamna aufweist, so könnte man der Analogie wegen und um die Symmetrie der verschiedenen Profile herzustellen, in den grünen Mergelschiefern am Kamina-Bache ein Aequivalent der oberen Hieroglyphenschichten, in den darüber folgenden massigen Sandsteinbänken ein Aequivalent jener erwähnten Sandsteinzwischenbildung und somit der Nummulitenschichten von Pasieczna erblicken, welche sich ja ebenfalls zwischen die oberen Hieroglyphenschichten und die Menilitschiefer einschalten. Wir sind auch in der That geneigt dieser Auffassung Raum zu geben, welche insolange befriedigen muss, als nicht bestimmte Beweise gegen die angedeutete Parallelisirung beigebracht werden.

Die Menilitschiefer, welche wir oberhalb Polanica antrafen, setzen die Thalgehänge beiderseits des Sukiel bis gegen Jammersthal hin zusammen und sind theilweise auch an den Steilufern des Flusses entblösst. Sie streichen in nordwestlicher Richtung über Truchanow und Pobuk fort bis an den Opor. In südöstlicher Richtung erstrecken sie sich bis zum Dorfe Sloboda an der Lużanka.

Bei Jammersthal am Ozeva-Bache haben wir dann das Auftreten von Ropiankaschichten zu constatiren. Es sind dunkle Schiefer und relativ dünnplattige Hieroglyphensandsteine, welche südwestlich fallen und einen massigen Sandstein unterteufen, der mit demselben Fallen darauf folgt. Die vorher genannten Menilitschiefer stossen also unmittelbar an die älteren Ropiankaschichten bei Jammersthal an, was auf eine hier

stattgefundene grössere Dislocation schliessen lässt. Wir werden später zeigen, dass diese Dislocation in der nordwestlichen Fortsetzung dieser Gesteinszonen am Oporthale sich ebenfalls beobachten lässt, so dass wir hier eine jener gröseren Verwerfungen vor uns haben, bei denen die nördlich der Verwerfungsebene gelegenen Gesteinszonen abgesunken erscheinen, wie sie in der galizischen Sandsteinzone im Bereich der südwestlich fallenden Schichten nicht selten sind.

Der über jenen Ropiankaschichten folgende, ziemlich flach südwestlich fallende massige Sandstein der Baszta zeigt wieder die Charaktere des echten Sandsteins von Jamna, abgesehen von einer im Vergleich geringeren Grösse der durch Verwitterung losgelösten Blöcke. Es mag auffällig sein, dass bei der geringen Entfernung der Baszta von Polanica die Natur der Sandsteine der mittleren Gruppe sich derart verändert zeigen kann, doch ist ja auch ein etwas rascher Facieswechsel a priori nichts Undenkbares.

Der Sandstein der Baszta hängt zusammen mit dem Sandstein der Krzywula in der Mizunka.

Ueber dem Sandstein der Baszta folgen bei dem Dorfe Brzaza wieder Menilitschiefer, welche hier sehr flach gelagert sind. Dieselben stehen schon an dem Zusammenfluss des Sukiel mit dem Brzaza-Bache an und setzen sich bis gegen die Brettsäge oberhalb des Dorfes fort, eine breite Zone bildend. Gegen die am Brzaza-Bache gelegene Brettsäge zu wird das Einfallen der Schiefer allmälich steiler.

Diese Gesteinszone muss als die Fortsetzung des ebenfalls breiten Menilitschieferzuges aufgefasst werden, den wir in der Mizunka in der Gegend des Pionka-Thales kennen lernten. Doch darf dabei der Umstand nicht ausser Acht gelassen werden, dass der Zusammenhang dieser Zone zwischen Brzaza und der Mizunka nicht überall in derselben Breite aufrecht erhalten bleibt, insoferne einige der höheren Bergkuppen im Bereich dieser Zone, wie der Tusul oberhalb Lużki und der Gorgan oberhalb Lipa aus Sandstein bestehen. Bei der dichten Waldbedeckung dieses Gebietes war es sehr schwer die Beziehungen dieses Sandsteines zu den Menilitschiefern festzustellen und zu ermitteln, ob hier Kuppen mittlerer Karpathensandsteine im Bereich der Menilitschiefer auftauchen oder ob dies eocäne, bezüglich oligocäne Sandsteine sind, welche mit den Menilitschiefern in directer Verbindung stehen.

Der Tusul ist die höchste Kuppe eines eigenthümlicherweise quer gegen das allgemeine Schichten- und Gebirgsstreichen gestellten, von SW. nach NO. verlaufenden Rückens, der an den Flanken mit Wald, am Gipfel mit Alpen-Wiesen bedeckt ist, auf welchen gar kein Stein zu sehen ist. Am südlichen Theile dieses Rückens wurden grosse Blöcke von Sandstein umherliegend beobachtet, welche am ehesten noch an die Sandsteine der mittleren Gruppe erinnern.

In nordwestlicher Richtung streichen die Menilitschiefer von Brzaza über Sukiel und Kamionka nach Skole hinüber. Die Lagerung der Schiefer ist bei dem Dorfe Sukiel noch immer eine ziemlich flache. An einigen Stellen besteht die Unterlage dieser Schieferbildung aus grünen thonigen Schiefern, welche aber mit den darüber folgenden Menilitschiefern ganz concordant gelagert sind, so dass sie mit denselben ein und dasselbe Schichtensystem auszumachen scheinen. Wir

rechnen auch diese grünen Schiefer jedenfalls noch zum Eocän in ähnlicher Weise wie wir schon bei unseren früheren Studien (z. B. l. c. p. 98 [60]) gewisse an der Basis der Menilitschiefer entwickelte grüne Schiefer des Rybnica-Thales und anderer Punkte zum Eocän gestellt haben. Dass sehr enge Beziehungen dieser grünen Schiefer mit den oberen Hieroglyphenschichten statthaben, wird dem Leser wohl schon beim Verfolg der verschiedenen von uns gemachten Durchschnitte klar geworden sein, namentlich im Hinblick auf die eigenthümlichen Verhältnisse in der oberen Mizunka. Indessen müssen wir in der Beschreibung wohl diejenigen Bildungen, in denen Hieroglyphen gefunden wurden, auseinanderhalten von denen, in welchen Hieroglyphen nicht gefunden wurden. Hier bei Sukiel wurden dergleichen nicht gefunden. Weitere allgemeine Betrachtungen über diesen Gegenstand würden an dieser Stelle zu weit führen, wir müssen uns dieselben für die kurzen Schlussbemerkungen aufsparen, welche wir diesem Aufsatze als Ergänzung zu den Schlussbemerkungen unserer älteren diesbezüglichen Publication beifügen werden.

Westlich vom Dorfe Sukiel an der Wasserscheide gegen Kamionka zu wurden wieder stellenweise Sandsteine beobachtet, deren Schichtung leider nicht genügend aufgeschlossen erschien um entscheiden zu können, ob wir es dort mit einer kleinen von den Schiefern umgebenen älteren Gesteinsinsel oder mit einer den Schiefern aufgelagerten Partie zu thun hatten.

Wir müssen jetzt unseren Durchschnitt längs des Brzaza-Baches nach aufwärts zu fortsetzen. Der Sukiel-Fluss empfängt nämlich seinen Namen von dem kleinen unbedeutenden Bache, der vom Dorfe Sukiel her bei Brzaza in das Hauptthal fällt. Der wasserreichste Zufluss des Sukiel ist aber bei Brzaza der Brzaza-Bach. Dieser stellt auch in der That in seinem Verlauf die Verlängerung des Querthales des Sukiel vor.

Vorher wollen wir aber noch mittheilen, dass in der Thalerweiterung bei und oberhalb Brzaza die Bildungen der Menilitschiefer von diluvialen Schotterterrassen bedeckt werden, unter deren Gesteinselementen vorwiegend ein Sandstein vertreten ist, der dem massigen Sandsteine der Baszta gleicht. Da nun derartige Sandsteine in dem Thalgebiet flussaufwärts nur eine geringe Rolle spielen und da die Baszta flussabwärts unterhalb Brzaza gelegen ist, so schien uns die Erwähnung dieser merkwürdigen Thatsache nicht unwichtig. Wir überlassen die Erklärung derselben Denjenigen, die sich dereinst mit dem Diluvium der Karpathen specieller beschäftigen sollten.

Jedenfalls gibt die erwähnte Thatsache im Verein mit den vorher geschilderten, eigenthümlichen Denudationserscheinungen an den Felsen von Bubniszcze Stoff zum Nachdenken über möglicherweise stattgehabte Veränderungen in der Richtung von Flussläufen in diesem Theil des Gebirges. Bei knapp bemessener Zeit kann man jedoch die Lösung derartiger schwieriger Probleme nicht immer versuchen.

Bei der vorher schon genannten Brettsäge verengt sich das Thal von Brzaza. Hier treten schon wieder ältere Karpathensandsteine auf. Dieselben befinden sich in der Streichungsfortsetzung der älteren Karpathensandsteine, die man im Mizunkathal nördlich Solotwina an-

trifft, und finden ihre nordwestliche Fortsetzung andererseits in den Ropiankaschichten, die wir später zwischen Skole und Ober-Demnia antreffen werden. In diesen Verhältnissen liegt ein neuer Beweis für die Zulässigkeit der im vorigen Abschnitt von uns vorgeschlagenen Deutung jener Sandsteine nördlich von Solotwina als untere Kreide.

Im Vorbeigehen wollen wir erwähnen, dass hier bei der Brettsäge nach sicheren Nachrichten, die wir erhielten, einmal eine Partie Glanzkohle aufgefunden wurde. Dieselbe scheint eine wenig mächtige und wenig ausgedehnte Linse in den Sandsteinen gebildet zu haben, ist aber bereits völlig durch die diesbezüglichen Nachgrabungen abgebaut worden.

Derartige Kohlenfunde im Karpathensandstein erregen bisweilen sanguinische, aber leider unbegründete Hoffnungen. Sie besitzen nur ein theoretisches Interesse.

Ueber den Schichten an der Brettsäge kommt mit südwestlichem Fallen ein System von Schichten, die wir zur mittleren Gruppe der Karpathensandsteine stellen müssen. Diese Schichten streichen hier vielfach quer über den Fluss, der in einer engen, von steilen Gehängen eingefassten Schlucht sich in dieselben eingesägt hat. Diese Sandsteine sind meist in relativ dünneren Bänken geschichtet und sehen den massigen Sandsteinen von Jamna, die wir weiter im Osten als Hauptvertreter der mittleren Gruppe erkannten, und die ja doch auch noch an der Baszta im Sukielthale auftreten, durchaus nicht ähnlich. Erst eine gute Strecke weiter flussaufwärts in den hangendsten Lagen dieser Schichtengruppe kommen massige Sandsteine vor, welche mit dem Sandstein von Jamna ziemliche Aehnlichkeit haben, aber sehr wenig mächtig sind. Ueberlagert werden diese Schichten, wie wir sehen werden, von oberen Hieroglyphenschichten und Menilitschiefern.

Die Deutung der hier in Frage gekommenen Schichten als Vertreter der mittleren Gruppe der Karpathensandsteine stützt sich nothwendig auf diese Lagerungsverhältnisse. Die eocänen Schichten liegen über, die Ropiankaschichten an der Brettsäge liegen unter ihnen. Dem äusseren Habitus nach wäre man allerdings geneigt, die unter den obersten massigeren Bänken liegenden Schichten dieses Systems eher an die unteren Karpathensandsteine, wie sie bei der Brettsäge vorkommen, anzuschliessen. Andererseits spielen die fraglichen Bildungen hier evident die orographische Rolle des massigen Sandsteines und liegen auch in der Fortsetzung des Zuges von mittleren Karpathensandsteinen, der vom Chom an der Mizunka hier herüberstreicht. Wir werden übrigens ganz ähnlichen Verhältnissen in der unmittelbaren Fortsetzung dieses Zuges im Oporthale begegnen, und es wird sich die hier ausgesprochene Meinung durch die Analogie mit den dortigen Verhältnissen weiter illustriren lassen.

Alles deutet darauf hin, dass der Sandstein von Jamna nach Westen zu und zwar besonders in den südlicheren Partieen der westlicheren Sandsteingegenden grossen Modificationen unterliegt und andersartigen Gebilden Platz macht. Wir haben diesen Umstand schon früher angedeutet und werden noch wiederholt auf denselben zurückkommen müssen, da er von grösster Bedeutung für das Verständniss der mittleren Abtheilung der karpathischen Sandsteinzone zu werden verspricht.

Es ist eben nöthig, sich in jedem einzelnen Falle von dem Eintreten jener Modificationen Rechenschaft zu geben, weil wir sonst leicht einen Theil des kaum eroberten Bodens unter den Füssen verlieren, wenn wir in westlicheren Gebieten des Gebirges einen wohl bekannten und sehr charakteristischen Gesteinstypus vermissen werden.

Die erwähnte Partie wirklich massigen Sandsteines, welche das hangendste Glied der besprochenen Schichtenfolge und gleichsam den zusammengeschrumpften Repräsentanten einer sonst vertical viel mächtigeren Facies bildet, befindet sich, um dies genau zu beschreiben, noch oberhalb des Fediów-Baches in der Gegend des Matachow-Baches.

Gleich darüber folgen obere Hieroglyphenschichten, bis endlich bei der Planina Rostoka, einer schmalen, schon im höchsten Theil des Flusslaufes gelegenen Wiese, ächte Menilitschiefer anstehen.

Die 1365 Meter hohe Magura (der höchste Berg in diesem Theil der Karpathen), auf welcher die Quellen der Brzaza entspringen, schliesst diesen Durchschnitt ab. Sie besteht wieder aus mittlerem Karpathensandstein.

VIII. Von Stryi an den oberen Opor und nach Munkacs.

Wir beschreiben hier ähnlich wie im Abschnitt V dieser Arbeit einen vollständigen Durchschnitt durch die Karpathen, welche fast in ihrer ganzen Breite auf dieser Strecke aus Karpathensandsteinen bestehen, abgesehen von den Trachyten, die sich in der Nähe von Munkacs einstellen. Die Beobachtungen auf der ungarischen Seite dieses Durchschnittes konnten allerdings nicht mit derselben Sorgfalt ausgeführt werden, wie sie für den galizischen Theil desselben in Anwendung kam, wo wir mit der geologischen Kartirung des Terrains beschäftigt waren. Wir theilen aber dennoch die Daten mit, die wir bei einer wenn auch flüchtigeren Begehung des Weges zwischen Munkacs und der ungarisch-galizischen Wasserscheide gewonnen haben, weil in der Literatur über die Sandsteine jener Gegend nur wenig vorliegt und deshalb jeder neue Beitrag in dieser Richtung willkommen sein dürfte.

Da wir auf der galizischen Seite dieses Durchschnittes nicht allein längs der Kaiserstrasse von Stryi nach Munkacs Beobachtungen angestellt haben, sondern genöthigt waren, rechts und links von derselben Excursionen zu machen, um etwaige Lücken des Durchschnittes auszugleichen, namentlich aber auch um die Verbindung desselben mit anderen Durchschnitten herzustellen, so wird die Beschreibung in diesem Falle so umfangreich, dass es uns zweckmässig scheint, der leichteren Uebersicht wegen den ganzen Durchschnitt nebst seinen Verzweigungen in mehrere Unterabtheilungen zu zerlegen.

Im ersten dieser Abschnitte geben wir die Beobachtungen vom Nordrande des Gebirges bis an den Zusammenfluss des Opor und der Orawa bei Swiatosław. Dort gabelt sich unser Durchschnitt. Wir beschreiben dann im zweiten Abschnitt die geologischen Verhältnisse des oberen Oporgebietes. In einem dritten Abschnitt theilen wir die

Ergebnisse der Untersuchungen mit, welche die Gegend zwischen dem oberen Opor und der Kaiserstrasse zwischen Koziowa und Tucholka betreffen. In einem vierten Abschnitt endlich setzen wir die Beschreibung des Durchschnittes an der Kaiserstrasse oberhalb Swiatosław fort über Koziowa, Tucholka, Klimiec bis an die ungarisch-galizische Grenze und fügen daran die Beobachtungen an, die wir vom Grenzkamme bis an den Südfuss der Karpathen bei Munkacs anstellen konnten.

A. Von Stryi nach Swiatoslaw.

Die Ebene von Stryi bis an den Nordrand der Karpathen bietet ausser quaternären Ablagerungen nichts Bemerkenswerthes. Erst hinter Lubience beginnt das Gebirge anzusteigen.

Die Strasse führt hier an der linken Uferseite des Stryi-Flusses. Da aber hier bis in die Gegend von Synowucko die Aufschlüsse nur stellenweise deutlich sind, so wollen wir zuerst versuchen, die auf dem rechten Ufer des Stryi in dieser Gegend gemachten Beobachtungen wiederzugeben, wo sich ziemlich vollständige Profile studiren lassen, und gelegentlich werden wir an geeigneter Stelle die entsprechenden Wahrnehmungen einfügen, die sich uns auf der linken Seite des Flusses dargeboten haben.

Eine Strecke unterhalb Roszhurcze treten lose Sande oder sehr lockere Sandsteine auf, die wir vorläufig zur mediterranen Stufe des Neogen rechnen, ohne übrigens ihr Verhältniss zur Salzformation genau erkannt zu haben, welche letztere mit ihren typischen Gesteinen hier nicht zu Tage tritt.

Dann sieht man an dem Gehänge bei Roszhurcze überall die Gesteine der Menilitschiefergruppe umherliegen. Namentlich trifft man nicht selten auf Hornsteine. Weiter oben bei Monasterzec trifft man auf die oberen Hieroglyphenschichten.

Breite Diluvialterrassen liegen übrigens hier zwischen dem Fluss und dem Gebirgsrande. Erst dort, wo etwas oberhalb Monasterzec der Fluss unmittelbar an das Gebirge herantritt, werden die Aufschlüsse deutlicher. Wir sehen hier plötzlich Felsen, welche aus einem sehr mürben, massig geschichteten Sandstein bestehen. Dieser Sandstein entspricht in seiner Beschaffenheit genau dem Sandstein von Bubniszcze im Thalgebiet des Sukiel. Seine Schichtenstellung ist eine ziemlich steile, denn er fällt mit 70 Grad nach Süd-West. In seinem unmittelbaren Liegenden befinden sich etwas dünner geschichtete Bänke, welche meist von grobkörnigerer Beschaffenheit sind. In den Gemengtheilen dieser grobkörnigeren Sandsteine finden sich kleine Fragmente eines grünen aphanitischen Gesteines von ähnlicher Beschaffenheit, wie die in den Ropiankaschichten des Pruththales stellenweise vorkommenden grünen Gesteine, welche wir in unseren früheren Studien erwähnt haben. Auch kleine Bryozoen sind in diesem Sandstein verbreitet. An einer Stelle entwickelt sich sogar eine Lage groben Conglomerates, unter dessen Gemengtheilen jenes grüne aphanitische Gestein, ein gelblicher Kalk und rothe Mergelstückchen besonders auffallen. Auf der Oberfläche mancher Sandsteinplatten sieht man grobwülstige Protuberanzen. Andere Lagen enthalten verkohlte Pflanzenreste oder auch

jene grossen Cancellophycos genannten Algenformen. Hellgraue Schieferthone mit Fucoiden sind den Sandsteinen stellenweise eingeschaltet. Das wären die Schichten, welche hier den massigen Sandstein zunächst unterteufen, und deren Gleichartigkeit im Allgemeinen und Gleichaltrigkeit mit den Schichten, die wir am Sukiel im Liegenden des Sandsteines von Bubniszcze kennen lernten, wohl unzweifelhaft ist.

Man könnte, wenn nun auch die relative Lagerung dieser Schichten festgestellt ist, im Zweifel sein, ob dieselben der unteren oder der mittleren Gruppe der Karpathensandsteine zuzutheilen seien. Die hellgrauen Schieferthone mit Fucoiden sind ein Typus, den man sonst häufig in den galizischen Ropiankaschichten antrifft. Indessen zeigte uns eine Beobachtung in der nordwestlichen Streichungsfortsetzung der fraglichen Schichten jenseits des Stryi, dass dieselben sich enger an den massigen Sandstein der mittleren Gruppe anschliessen. Bei Stynawa wyżna nämlich entblösst ein kleiner am rechten Ufer der Stynawka mündender Bach hierher gehörige Bildungen. Das Schichtenfallen ist dort flacher als an der Localität oberhalb Monasterzec. Deutlich sieht man dort, wie die betreffenden Bryozoen-Sandsteine mit ihren Conglomeraten zwar von der Hauptmasse des massigen Sandsteins überlagert werden, wie aber eine kleinere Partie des letzteren doch noch im Liegenden des Bryozoen-Sandsteines auftritt.

Ueber dem massigen Sandstein jener Localität oberhalb Monasterzec folgen dünngeschichtete, theils schieferige, theils kieselig-sandige Gesteine von grünlicher Färbung: die oberen Hieroglyphenschichten, welche dasselbe steile Einfallen nach Süd-West zeigen, wie der massige Sandstein selbst.

Dann wird das Ufer des Flusses wieder flacher und es treten im Hangenden der oberen Hieroglyphenschichten Menilitschiefer auf, deren Schichtenstellung ebenfalls ein südwestliches Fallen bekundet. Die Gesteinsvarietäten in diesem Schiefercomplexe sind sehr mannigfaltig. Das Auftreten von Hornsteinbänken wurde sicher erwiesen. Ausserdem sahen wir glimmerhältige Sandsteine mit vielen unregelmässigen, groben Wülsten auf den Schichtoberflächen, dann graue, mergelige, mürbe Sandsteine von eigenthümlichem Habitus, insofern diese Sandsteinmassen so gut wie ungeschichtet sind und das Ansehen von Schlammhaufen besitzen. In der mürberen Masse dieses Sandsteines, der, im Handstück betrachtet, manchen mergelig-sandigen Gesteinen der Salzformation ähnlich sieht, liegen stellenweise gerundete Knollen eines festeren Sandsteines, der übrigens in Farbe und Korn der umschliessenden Masse völlig gleicht. Da wir analoge Fälle von Einschlüssen concretionenartiger Karpathensandsteine in anderen Sandsteinen schon von anderen Orten erwähnt haben, so sei auch hier dieses Umstandes gedacht, wenn wir gleich auf eine zufriedenstellende Erklärung des Sachverhaltes vorläufig verzichten müssen.

Von anderen Gesteinsvarietäten nennen wir die bekannten dünnblätterigen, dunklen Schiefer mit gelben Verwitterungsbeschlägen, dann weisslich verwitternde dunkle Alaunschiefer, endlich auch dunkle, ein wenig dickblätterigere Schiefer mit rostbraunen Verwitterungsbeschlägen. Auch graue, etwas hydraulisch aussehende Mergelschiefer kommen vor. Schliesslich müssen wir noch brauner Sandsteine gedenken, denen ein-

zelne etwas minder feinkörnige Lagen eingeschaltet sind, auf welchen weisse Schaalenreste sich vorfinden. Wir konnten leider nichts Bestimmbares erhalten, doch ist zu hoffen, dass es dereinst bei specieller Rücksichtnahme auf diesen Punkt gelingen werde, beispielsweise durch Sprengungen, einige Stücke zu gewinnen, die zur näheren Charakteristik der Fauna der Menilitschiefer beitragen werden. Die betreffenden Sandsteine mit Petrefacten sind sehr kieselig, von einem ungefähr seidenglänzendem Bruch, von dunkler Farbe und auf den Schichtoberflächen mit kleinen Körnern bestreut, die etwa die Grösse von Mohnkörnern besitzen. Aber auch ein grauer Sandstein, der Stückchen eines grünen aphanitischen Gesteines führt, kommt mit weissen Schaalenresten vor. Leider sind diese Muschel führenden Schichten sehr wenig mächtig. Sie bilden einen ganz eigenthümlichen, in den Menilitschiefern sonst ungewöhnlichen Typus, wie überhaupt die Menilitschiefer dieser Localität manche Besonderheiten zeigen, über die man sich erst durch das gleichzeitige Auftreten der typischen Schiefervarietäten und der Hornsteine beruhigt.

Nach einiger Zeit trifft man dann auf äusserlich grüne, innen dunkelbraune Sandsteine mit feinen Schichtstreifen, welche sich durch Hieroglyphenführung auszeichnen, indessen immer noch mit Schiefern in Verbindung stehen. Wir nehmen hier ein neues Hervortreten der oberen Hieroglyphenschichten an. Leider werden die Aufschlüsse hier schon undeutlich und eine ganze Strecke lang ist an den Berggehängen rein gar nichts mehr zu sehen. Wir haben aber bisher doch so viel zu erkennen Gelegenheit gehabt, dass wir die zuletzt beschriebenen Menilitschiefer als die oberste Ausfüllung einer Mulde ansehen dürfen, welche letztere allerdings bei dem allgemein südwestlichen Fallen als schief gestellt gedacht werden muss.

Es bleibt uns jetzt eine kleine Lücke in unserem Durchschnitt zu bedauern. Erst bei dem Dorfe Tyszownica gelingt es wieder, Beobachtungen anzustellen. Hier fanden wir westlich vom Tyszownicabache die vorher schon erwähnten Bryozoensandsteine wieder. Dieselben streichen hier in Stunde $9^2/_3$ und fallen mit 45 Grad nach Süd-West. Darüber liegen dann mürbe, massige Sandsteine, welche an dieser Stelle sehr pittoreske Felsen bilden. Wir befinden uns hier in der nordwestlichen Streichungsfortsetzung der Felsen von Bubniszcze.

Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke beträgt oft einige Klafter. Ihr Einfallen wird allmälig flacher und beträgt auf der Höhe des höchsten Felsens nur mehr 20 Grad nach Süd-West. Diese Sandsteinfelsen zeigen vielfach eine senkrechte Zerklüftung, welche markirter ist als die Schichtung, mit welcher letzteren sie nicht verwechselt werden darf. An dem ersten niedrigeren Felsen sieht man auf der Nordseite desselben innerhalb des mürben, zerreiblichen Sandsteines eine längliche Partie eines fester cementirten, aber sonst der Hauptmasse der Bildung sehr ähnlichen Sandsteines. Die Grösse dieser Concretion, wie wir sie nennen wollen, ist ziemlich bedeutend, da der Durchmesser des Einschlusses einige Fuss beträgt.

Dieser massige Sandstein bildet hier eine Zunge, die sich zwischen den Dörfern Międzybrody und Synowucko wyżne bis in die Gegend des Zusammenflusses des Opor und des Stryi erstreckt. Jenseits des

Stryi ist er noch bis in die Gegend von Jamielnica und nördlich von Urycz zu verfolgen. Ueberall bildet er dort pittoreske, ruinenartige Felsen. Er wird von oberen Hieroglyphenschichten überlagert.

Endlich kommen in der Gegend von Pobuk wieder Menilitschiefer vor, welche durch den Opor ziemlich gut aufgeschlossen werden. Diese Zone von Menilitschiefern streicht über Truchanow, wo Petroleumspuren in derselben vorkommen, hinüber nach Polanica am Sukiel-Flusse. Die Schiefer fallen anfangs südwestlich, zeigen sich später flach gelagert, weshalb die Zone hier auch eine ziemliche Breite erlangt, und fallen später kurz vor der grossen Verwerfung der Gebirgsmassen, die wir bei Unter-Demnia antreffen werden, wieder südwestlich. Rothe Färbungen, ähnlich denen, die wir bei den Menilitschiefern von Kamionka kennen lernen werden, kommen auch hier bereits stellenweise vor.

Zwischen Międzybrody und Synowucko wyżne findet der Zusammenfluss des Stryi mit dem Opor statt. Die Gegend zunächst oberhalb des Zusammenflusses wird durch eine jener grösseren, ausgedehnten, aber rings geschlossenen Thalerweiterungen bezeichnet, wie sie in der Nähe des Nordrandes der Karpathen nicht selten sind und wie wir sie z. B. bei Delatyn oder bei Veldziż kennen gelernt haben.

Die Thalerweiterung oberhalb Synowucko befindet sich hauptsächlich im Bereich der Menilitschieferzone von Truchanow und ist zum grössten Theile von mehrfach terrassirtem Diluvium ausgefüllt. Sie verengt sich, wenn man den Stryi aufwärts geht in der Gegend von Korczyn, wenn man den Opor aufwärts geht in der Gegend von Unter-Demnia.

Zu beiden Seiten des Opor bei Unter-Demnia treten mächtigere, in der Hauptsache aus dem massigen Sandstein der mittleren Gruppe zusammengesetzte Berge auf, welche ihren Steilabfall nach Norden kehren, aber nach Westen oder vielmehr nach Südwesten zu flacher abfallen. Hier haben wir eine der deutlichsten, schon in der Configuration der Oberfläche gut markirten Verwerfungen vor uns. Die Verwerfung wird auch durch das Auftreten von Ropiankaschichten an der nördlichen (nordöstlichen) Basis dieser Sandsteinzone bezeichnet, von welchem Spuren am rechten Ufer des Opor herauskommen und welche in der Streichungsfortsetzung der älteren unter gleichen Umständen auftretenden Karpathensandsteine von Jammersthal im Sukielthale liegen. In der nordwestlichen Streichungsfortsetzung dieser Ropiankaschichten liegen die typischen Ropiankaschichten am Einfluss des Brziczka-Baches in den Stryi bei Kruszelnica, welche hier nach Südwesten zu von massigen Sandsteinen überlagert werden, nach Nordosten zu direct an die Menilitschiefer grenzen. Durch diese Lagerung wird die Fortsetzung der betreffenden Verwerfung mit Sicherheit bezeichnet, wenn sich auch hier dieselbe in der äusseren Gebirgsgestaltung weniger auffällig markirt.

Eine noch weiter nordwestlich gelegene Fortsetzung der genannten Ropiankaschichten beobachtet man am linken Stryiufer oberhalb Podhoroce schrägüber von dem auf dem rechten Stryiufer gelegenen Dorfe Sopot bei der auf den Generalstabskarten mit dem Namen Załuże bezeichneten Oertlichkeit. Wir sehen hier blaugraue Sandsteine

mit Kalkspathadern und Hieroglyphen, denen graue Cementmergel und dünne Lagen eines hellen, weisslichen Mergels untergeordnet sind. Die letzteren erinnern an die Mergel im Neocom von Przemysl und an die hellen Mergel, welche wir stellenweise auch in den Ropiankaschichten des Pruthhales und des Czeremoszthales auffanden. Auf der Oberfläche einiger Mergellagen erblickt man sehr schöne Fucoiden. Fucoiden kommen hier auch in gewissen röthlichen Schieferlagen vor. Ausserdem sieht man dem ganzen Schichtencomplex noch grünliche Schieferthone und sandige Schiefer mit verkohlten Pflanzenspuren eingeschaltet, wie wir sie auch sonst schon mehrfach aus dem karpathischen Neocom beschrieben haben.

Das Streichen der Ropiankaschichten von Podhoroce findet in Stunde 8 statt und sind dieselben vielfach durch scharfe Knickungen ausgezeichnet.

Im Vorübergehen wollen wir noch erwähnen, dass hier im Bereich der Ropiankaschichten am Ufer des Flusses ein grosser Block eines eigenthümlichen, ziemlich fest verkitteten Conglomerates lag, unter dessen gerundeten Gemengtheilen man hellen Kalk vom Habitus des Stramberger Jura, grünen chloritischen Schiefer und kleinere Stückchen rothen thonigen Schiefers erkennen konnte. Wenn nun auch nichts zu der Annahme berechtigt, dass derartige Conglomerate hier den Ropiankaschichten untergeordnet seien, obschon wir von früher her wissen, dass in den unteren Karpathensandsteinen der Pruth- und Czeremoszgegend Geschiebe eines älteren chloritischen Gesteins nicht selten sind, so konnte doch der besagte Block seiner Grösse wegen nicht von weit hergekommen sein. Vielleicht ist die Vermuthung nicht ungerechtfertigt, dass dieses Conglomerat einer Ablagerung zunächst über den Ropiankaschichten angehöre, welche, da das unmittelbarste Hangende dieser Schichten bei Podhoroce gerade in die Region des Stryiflusses und seiner Alluvionen fällt, schwer an der Oberfläche sichtbar wird. Weiter flussaufwärts aber bei Rowin, wo in Folge einer Biegung des Flusses die Gebirgstheile, welche das unmittelbare Hangende der Ropiankaschichten bilden, der Denudationsregion des Stryi entrückt erscheinen, sind die Aufschlüsse für die Lösung der betreffenden Frage nicht günstig genug.

Da wir übrigens auch nordöstlich von Podhoroce in der Gegend von Jamielnica Conglomeratlagen im unmittelbaren Liegenden des dortigen mürben, massigen Sandsteines wahrgenommen haben, da ferner auch, wie wir schon zu schildern Gelegenheit hatten, oberhalb Monasterzec am Stryi grobkörnige Sandsteine, aus denen sich stellenweise eine Conglomeratlage entwickelt, sich im Hangenden der dortigen Ropiankaschichten und im Liegenden der dortigen massigen Sandsteine befinden und da in jener Conglomeratlage ganz ähnliche Gemengtheile prävaliren, wie in dem Conglomeratblock bei Podhoroce, so gewinnt unsere Vermuthung wohl viel an Wahrscheinlichkeit.

Setzt man bei Sopot über den Stryi, so hat man Gelegenheit, von dort den Maidanbach aufwärts bis zum Dorfe Maidan einen recht lehrreichen Durchschnitt zu machen.

Zwischen den Bergen Pomirki und Na Korbach schneidet man zunächst die Sandsteingebilde der mittleren Gruppe, welche theils noch

etwas den Charakter des massigen Sandsteines von Jamna an sich tragen, welchen sie ein Stück weiter südöstlich bei Unter-Demnia am Opor in ihrer Streichungsfortsetzung noch sehr kenntlich zur Schau tragen, theils aber aus plattig geschichteten Bänken bestehen, wie sie die Erscheinungsform dieser Sandsteingruppe in den Quellgebieten des Opor und des Stryi vorstellen, worauf wir später noch zurückkommen müssen. Diese evident statthabende Verquickung beider Sandsteintypen in dem Sandsteinzuge zwischen Unter-Demnia und Sopot ist eine für die Auffassung der Faciesveränderungen der mittleren Karpathensandsteine sehr wichtige Thatsache.

Die betreffenden Sandsteine oberhalb Sopot fallen südwestlich, gehören also dieser Fallrichtung nach mit Sicherheit ins Hangende der Ropiankaschichten von Podhoroce und werden ihrerseits von oberen Hieroglyphenschichten bedeckt, welche etwas unterhalb Maidan auftreten und welchen schwache Flötze von Thoneisensteinen untergeordnet sind, auf welche vor längerer Zeit ein jetzt aufgelassener Bergbau stattfand.

Bei den ersten Häusern von Maidan aber treten Menilitschiefer auf, welche namentlich am linken Bachufer gut aufgeschlossen sind. Dieselben sind hier in ganz typischer Weise entwickelt und es lassen sich hier auch Fischreste finden. Diese Menilitschiefer ziehen sich in nordwestlicher Richtung fort nach Dolhe am Stryi. Ihre Schichtenstellung ist anfangs dort, wo sie die oberen Hieroglyphenschichten überlagern, steil südwestlich. Sie wird aber nach einiger Zeit flacher und geht sogar in die entgegengesetzte Richtung über, was dann das Bild einer Mulde hervorruft. Nichtsdestoweniger stossen sie gegen die weiter südwestlich folgenden cretacischen Sandsteine mit einer Bruchlinie ab.

Kehren wir aber nach dieser Abschweifung in die Gegend von Unter-Demnia zurück. Ausser der grösseren Verwerfung, deren Steilabsturz gegen die Menilitschiefer von Truchanow gerichtet ist, lässt sich etwas weiter südlich und der ersten Verwerfung ungefähr parallel im Bereich der mittleren Karpathensandsteine selbst noch eine zweite nicht unbedeutende und ebenfalls in der Gebirgsgestalt ausgesprochene Verwerfung wahrnehmen, welche aber, eben weil sie im Bereich einer einzigen Gesteinszone stattfindet, auch nicht die ältesten und jüngsten Glieder der Sandsteinzone in Contact bringt, wie die früher genannte Hauptverwerfung und welche deshalb auf der geologischen Karte nicht zum Ausdruck gelangen kann.

Die Sandsteine zwischen Unter-Demnia und der Thalerweiterung von Skole erweisen sich in den wesentlichen Eigenschaften noch immer als ächte Sandsteine von Jamna, sowohl was ihre Petrographie, als was ihre Bergformen und die Art ihrer Gehängeschuttbildung anlangt. Auch fällt bei grösseren Blöcken noch immer die Scharfkantigkeit derselben und die eigenthümliche Concavität der Bruchflächen auf, welche für derartige Blöcke beim Sandstein von Jamna vielfach sehr bezeichnend sind. Im Allgemeinen gehören hier zwar sehr grosse Blöcke auf den Schutthalden des Sandsteines schon zu den selteneren Vorkommnissen, da die Massigkeit der Schichtung in dieser Entfernung vom Pruththale schon sehr abgenommen hat, allein etwas weiter im Süd-

osten auf dem Wege von Unter-Demnia nach Kamionka z. B. zeigen sich am Kamionka-Bache unterhalb des Gehänges Na Kamienistym noch so ungeheuer dickschichtige Bänke und so colossale Felsblöcke im Bereich dieses Sandsteinzuges, dass dadurch jede nur wünschenswerthe Aehnlichkeit mit dem Sandstein von Jamna hergestellt wird.

Unser Sandsteinzug wird hier am Opor ähnlich wie bei Maidan von den untereocänen oberen Hieroglyphenschichten überlagert. Am Wege nach Skole, dort, wo am Anfang der Thalerweiterung von Skole die Verbreitung des massigen Sandsteines ihre Grenze findet, ist freilich das Terrain sehr schlecht aufgeschlossen, die Anwesenheit der betreffenden Schichten darf aber hierselbst angenommen werden, insofern in der Nähe sowohl in der nordwestlichen als in der südöstlichen Streichungsfortsetzung das Auftreten der oberen Hieroglyphenschichten nachgewiesen werden kann.

Namentlich am Wege nach Kamionka oberhalb des Zusammenflusses der beiden Quellbäche des Kamionkabaches sind die oberen Hieroglyphenschichten in ziemlich typischer Weise entwickelt. Ihr Fallen daselbst ist ein südwestliches. Sie fallen deshalb in regelrechter Weise von dem massigen Sandstein ab und den bei Kamionka sie überlagernden Menilitschiefern zu. Die Zone dieser oberen Hieroglyphenschichten erlangt hier, nördlich vom Dorfe Kamionka, sogar eine relativ nicht unansehnliche Breite. Es schalten sich denselben gegen das Hangende zu Sandsteine ein, welche durchaus den Typus repräsentiren, den wir später unter dem Namen der Sandsteine von Holowiecko kennen lernen werden. Die letzteren sind stark kieselig, von grauer Farbe, und zeichnen sich durch Bildung grösserer Schutthalden an den Gehängen aus, deren einzelne Elemente jedoch nie aus grösseren Blöcken bestehen.

Bei Kamionka trifft man auf Menilitschiefer, welche von Brzaza und Sukiel herüberstreichen und hier meist sehr flach gelagert sind. Etwas oberhalb Kamionka am Wege nach Sukiel sieht man noch unterhalb der Wasserscheide zwischen Kamionka und Sukiel auffallend ziegelroth gefärbte Stellen im Bereich der unteren Abtheilung dieser Schiefer. Woher dieser scharf localisirte Gehalt an Eisenoxyd bei diesen Schiefern kommt, ist schwer zu sagen. An dem kleinen Bach seitlich vom Wege nach Sukiel lässt sich beobachten, wie die rothe Färbung sich ausschliesslich auf eine Stelle des rechten Ufers beschränkt, während auf dem linken Ufer keine Spur dieser Färbung vorkommt, wobei zu bemerken ist, dass dieselbe keineswegs bestimmten Schichten entspricht, sondern unabhängig von der Schichtung das Gestein durchdringt.

Die Menilitschiefer von Kamionka, welche neben den gewöhnlichen Gesteinstypen dieser Gruppe auch gestreifte Hornsteine eingelagert enthalten, setzen fort nach der Thalerweiterung von Skole und stehen mit den Menilitschiefern von Maidan in directem Zusammenhange. Die Aufschlüsse bei Skole in dieser Zone sind nicht sehr schön, doch kann man an den Gehängen beim Loczniżny-Bache die echten Gesteinsvarietäten dieser Schiefer beobachten. Oberhalb Skole treffen wir wieder auf eine grosse Verwerfung des Gebirges. Die Verhältnisse correspondiren denen oberhalb Brzaza. Schon äusserlich ist

aber hier ähnlich wie vorher in der Gegend von Unter-Demnia jene Verwerfung deutlich markirt durch den steilen Absturz der Berge nach Norden gegen die Menilitschieferzone von Skole und Kamionka zu und durch das sanftere Verflächen derselben Berge nach Südwesten hin.

Hat man die Menilitschiefer von Skole passirt, so trifft man auf Ropiankaschichten. Dieselben sind allerdings an der Strasse selbst nicht wahrzunehmen. Die Aufschlüsse sind hier zu ungünstig, aber wenn man sich die Mühe nimmt, in dem kleinen von Nordwesten kommenden und etwas unterhalb Ober-Demnia mündenden Zadabrowa-Bache ein ziemliches Stück aufwärts zu gehen, so wird man schliesslich dort ältere Karpathensandsteine erkennen, denen auch die Hieroglyphen nicht fehlen, obschon die letzteren hier nicht sehr häufig sind.

Den Schichten an der Zadabrowa scheinen auf der anderen Seite des Opor die Schichten am Pawlow-Bache zu entsprechen.

Ueber diesen Schichten folgen mit im Allgemeinen südwestlichem Fallen andere Sandsteinbildungen, welche eine hohe, in der ganzen Gegend dominirende Kette zusammensetzen, welche auf der linken Flussseite sich in der Paraszka zu 1270 Meter erhebt und auf der rechten in den Bergmassen des Syniak und Pawlów fortsetzt. Zwischen Ober-Demnia und Swiatoslaw schneidet der Opor diese Kette. Doch sind Aufschlüsse am Flusse selbst nur mangelhaft oder gar nicht vorhanden, abgesehen von den Flussufern in unmittelbarer Nähe von Ober-Demnia, wo man zum Theil ziemlich dickschichtige Bänke, die etwas an den massigen Sandstein erinnern, mit mehr plattig geschichteten Sandsteinen abwechseln sieht.

Die besten Aufschlüsse befinden sich an der Strasse von dem Punkte an, wo dieselbe unmittelbar an das Gebirgsgehänge herantritt.

Gleich bei dem ersten Bächlein, welches von diesem Gehänge herabkommt, tritt ein sehr feinkörniger, feine, glänzende Glimmerschüppchen enthaltender, etwas grünlicher Sandstein auf, der zum Theil in grösseren Blöcken sich losgelöst hat. Auch am zweiten Bächlein steht dieser Sandstein noch an. Dahinter sieht man Sandsteinbänke von 1 bis $1^1/_2$ Fuss Mächtigkeit, welche in Stunde 8 streichen und mit 52^0 südwestlich fallen. Sie wechseln mit blaugrauen, schieferigen Lagen. Die Sandsteine enthalten hier auch dunklen Glimmer in etwas grösseren Schuppen. Sie sind blaugrau, nach aussen gelblich oder bräunlich verwitternd, und entsprechen ungefähr dem Typus des Wiener Sandsteines.

Noch etwas weiter aber vor dem Forsthause sieht man einzelne mehr als meterdicke Bänke, deren Gesammthabitus sehr an den Sandstein von Jamna erinnert. Mit diesen Sandsteinen zusammen kommen Sandsteinschiefer vor, auf deren Spaltungsflächen verkohlte Pflanzenreste liegen. Einige Sandsteine in der Nähe glitzern auf den Kluftflächen ganz eigenthümlich, was durch kleine Quarzkryställchen hervorgerufen wird.

Vor dem Forsthause wird die Schichtenstellung etwas flacher. Beim Forsthause kommen einige kleine Quellen hervor, welche Eisenwasser absetzen. Die Entblössungen werden hier spärlich. Bei Swiatoslaw sind vor der Einmündung der Orawa in den Opor auf der linken Seite der Orawa wieder grössere Gesteinsentblössungen vorhanden, und

zwar sieht man hier grosse Schichtoberflächen der Sandsteinbänke im Streichen entblösst. Auf diesen Schichtoberflächen sind bisweilen fein krummschaalige, blätterige Absonderungen der Sandsteinmasse bemerkbar. Das Streichen variirte hier an den ersten der Beobachtung zugänglichen Stellen von Stunde $9^1/_2$ zu Stunde $10^1/_2$ bei einem Südwestfallen von 42 Grad. Eine nur kurze Strecke weiterhin bei der hier befindlichen künstlichen Wasseraufstauung wurde schon ein Streichen in Stunde 11 und ein Fallen von 40° nach West-Süd-West abgelesen.

Wir haben es hier wohl wieder mit einem jener Fälle von Zusammendrückung der Streichungslinie zu thun, wie sie in den Karpathen und auch in andern Gebirgen nicht selten sind.

Alle diese Bildungen zwischen Ober-Demnia und Swiatoslaw rechnen wir der mittleren Gruppe der Karpathensandsteine zu. Sie haben für das Relief der Gegend dieselbe Bedeutung wie die Sandsteine der mittleren Gruppe sie auch anderwärts in den Karpathen besitzen, wie z. B. der Godula-Sandstein in Schlesien, oder wie der Sandstein von Jamna in östlicheren Theilen Galiziens, von welchem letzteren sich ja auch in dem beschriebenen Schichtcomplex, wie wir sahen, noch Andeutungen vorfinden. Die hohen und höchsten Kämme der Sandsteinzone werden ja in der Regel von Sandsteinen, sei es der mittleren, sei es der oberen Gruppe der Karpathensandsteine, sofern letztere mächtig genug entwickelt sind, gebildet, während die unteren Karpathensandsteine selten zu grosser orographischer Bedeutung gelangen. Von einem Vergleich unserer Schichten aber mit den grossen Sandsteinentwicklungen der oberen Karpathensandsteine, etwa mit den Magurasandsteinen Ungarns oder mit den Czerna Hora-Sandsteinen Ost-Galiziens, kann berechtigterweise nicht die Rede sein, insofern diese Schichten von oberen Karpathensandsteinen, wie wir sehen werden, bedeckt, also mit solchen nicht aequivalent sind.

B. Von Swiatoslaw nach dem Gebiet des oberen Opor.

Unser Durchschnitt gabelt sich oberhalb Swiatoslaw nunmehr nach zwei verschiedenen von hier aus divergirenden Richtungen. Einmal können wir hier die Strasse verlassen und den Opor aufwärts über Tuchla und Slawsko die Richtung bis zu den obersten Quellbächen dieses Flusses nehmen, oder wir können der Strasse weiter folgen, welche sich zunächst an das Thal der Orawa hält und dann über Tucholka, Klimiec und Vereczke nach Munkacs führt. Der erstere dieser beiden bei Swiatoslaw convergirenden Durchschnitte ist der östlichere und schliesst sich deshalb zunächst an die früher beschriebenen Gebiete an. Ihn wollen wir zuerst beschreiben.

Nachdem wir die Hauptstrasse verlassen haben, finden wir am Wege nach Tucholka zuerst die oberen Hieroglyphenschichten. Es fällt nicht schwer, die grünen Sandsteinplatten mit deutlich ausgeprägten Hieroglyphen hier zu beobachten. Sie fallen südwestlich und liegen im Hangenden des früher beschriebenen Schichtencomplexes der Paraszka. An dem kleinen Bache Tokarczek folgen über diesen Hieroglyphen führenden Lagen Menilitschiefer. Dieselben können leicht über-

sehen werden, denn einmal ist die Zone derselben sehr schmal und dann sind sie an der Mündung des Tokarczek in den Opor nicht anstehend zu beobachten. Man ist genöthigt, den Lauf dieses Baches eine Strecke lang nach aufwärts zu verfolgen, um sich von ihrer Existenz zu überzeugen. Nicht übersehen wollen wir ferner, dass sich hier zwischen die oberen Hieroglyphenschichten und die Menilitschiefer ein hellgrauer, stark kieseliger Sandstein einschiebt, den wir von nun an noch mehrfach in dieser Position antreffen und auch von Punkten typischerer Entwickelung genauer beschreiben werden.

Das Thal des Opor erweitert sich nunmehr bis in die Gegend des Dorfes Hrebenow hin. Es ist hier ausserordentlich schwer, massgebende Aufschlüsse zu finden. Die Thalerweiterung ist von Diluvialschotter bedeckt, der auch vielfach die Uferwände des Flusses bildet, und die waldbedeckten Berggehänge sind mit lehmigem Boden bekleidet. Doch befinden wir uns bis gegen Hrebenow zu noch im Gebiet der Menilitschiefer. Der Opor verfolgt hier eine nordnordwestliche Richtung, welche nur einen kleinen Winkel mit der Streichungsrichtung der Gesteinszonen bildet, und ausserdem bedeutet die Thalerweiterung selbst, dass wir uns nicht im Bereich einer Zone festen Sandsteines, sondern in einem Schiefergebiet befinden.

Die Menilitschiefer dieser Zone stehen in Verbindung mit den Menilitschiefern von der Rostoka im oberen Brzaza-Thale.

Dahinter folgen oberhalb Hrebenow Gebilde der unteren und mittleren Gruppe, deren Trennung nicht leicht wird, insofern die Gesteine der mittleren Gruppe, wie wir auch schon gesehen haben, in dieser Gegend einen Typus annehmen, der manchmal dem der unteren Karpathensandsteine ähnlich wird. In der Gegend des Kobilec-Baches treten in den hangenden Theilen der hier besprochenen Schichtengruppe Bänke echten, massigen Sandsteines auf, welche mit den später zu erwähnenden gleichartigen Bänken am neuen Forsthause vor Huta correspondiren.

Vor Tuchla sieht man darüber die oberen Hieroglyphenschichten in ziemlich mächtiger Entwickelung.

Bei Tuchla selbst kommen Menilitschiefer vor, welche sich in das Thal von Libochora hinein fortziehen. Dieselben scheinen mit den Menilitschiefern der oberen Mizunka unterhalb des Tomnatik in Verbindung zu stehen. Bald darauf treten nochmals obere Hieroglyphenschichten und ihnen aequivalente Sandsteine auf, und am Zusammenfluss der Holowczanka mit dem Opor wurden wieder Menilitschiefer beobachtet.

Der Opor schneidet oberhalb dieses Zusammenflusses eine zu beträchtlicher Höhe sich erhebende Kette von Sandsteinen, welche hier fast dieselbe Rolle für das Relief der Gegend spielen, wie anderwärts die massigen Sandsteine von Jamna. Dieser Sandstein zeichnet sich auch stellenweise durch massenhaftere Geröllbildungen an den Gehängen aus. Die Gerölle oder vielmehr die Gehängeschuttfragmente sind aber nie so gross als die des Sandsteines von Jamna. Von den grossen Blöcken, wie sie der letztere bildet, ist hier keine Spur. Die einzelnen Schuttfragmente sind scharfkantig, eher klein als gross und weisen auch nicht so ungleiche Dimensionen auf, wie die der Schutthalden

des Sandsteines von Jamna. Der Sandstein selbst ist stark kieselig und von hellgrauer Farbe. Wir trafen diesen Sandstein häufig in dieser Gegend im unmittelbaren Liegenden der Menilitschiefer einerseits und im unmittelbaren Hangenden der oberen Hieroglyphenschichten andererseits. Wir nennen ihn vorläufig Sandstein von Holowiecko nach einem typischen Orte seines Vorkommens, dessen wir in der weiteren Beschreibung noch gedenken werden. Er bildet sicher ein Glied der eocänen Schichtenreihe, entspricht seiner relativen Lagerung, obschon keineswegs seinem Aussehen nach dem Nummulitenkalksandstein von Pasieczna und stellt wie dieser nur eine locale, keineswegs allgemein verbreitete Einschaltung in die eocäne Schichtgruppe vor. Seinen petrographischen Eigenschaften nach nähert er sich in mancher Beziehung den Schipoter Sandsteinen der Bukowina und des oberen Czeremosz-Gebietes. Um Missverständnissen vorzubeugen, wollen wir indessen ausdrücklich betonen, dass die Schipoter Sandsteine unserer Ueberzeugung nach einem weiteren stratigraphischen Begriff und nicht blos einem so eng begrenzten Niveau des Eocän entsprechen, als der Sandstein von Holowiecko.

Man erhält auch einen guten Einblick in die Natur dieser Sandsteine, indem man, nachdem man ein Stück die Holowczanka hinaufgegangen ist, seinen Weg durch die Schlucht des Zachszcześliwki nach Grabowiec geht.

Bei Grabowiec stehen deutlich und typisch entwickelte Menilitschiefer an. Die Schiefer, welche man in der Streichungsfortsetzung der Menilitschiefer von Grabowiec am Opor selbst sieht, sind lange nicht so charakteristisch entwickelt. Es wurden in den Schiefern, welche man vor Slawsko beobachtet, die sonst für die Menilitschiefer bezeichnenden Hornsteine vermisst. Etwas vor der auf den Generalstabskarten mit dem Namen Spociwanka bezeichneten Localität sind den betreffenden Schichten gelbe, ockerige, abfärbende Schiefer untergeordnet.

Auch bei dem Dorfe Slawsko stehen noch Schiefer an, welche mit Sandsteinbänken stellenweise wechsellagern. Die Sandsteine sind feinkörnig, etwas krummschaalig und zeigen in den Klüften bisweilen asphaltische Ausschwitzungen. Die Schiefer sind dunkel, mit gelben oder rostbraunen Beschlägen, in ihrem Habitus an die eocänen Schiefer erinnernd, die wir bei Toronya und Wyszkow (siehe Abschnitt V) antrafen. Hornsteine wurden hier nicht gefunden. Alle diese Schichten fallen südwestlich.

Die Schiefer von Slawsko streichen in südöstlicher Richtung in die Gegend von Rożanka hinüber. Der Weg das Rożanka-Thal aufwärts bietet deshalb kein besonderes Interesse.

Von Slawsko aus gabelt sich unser Durchschnitt nach oben zu abermals, insofern wir von hier aus in der Lage sind, entweder den Opor nach seinem Ursprunge zu auf dem Wege über Tarnawka und Oporec zu verfolgen, oder die bei Slawsko einmündende Slawska aufwärts nach Wolosianka zu gehen.

Wir beschreiben zuerst den Weg nach Wolosianka als den östlicheren der beiden Durchschnitte, da wir im Verlauf dieser Arbeit

bei der Aneinanderreihung der Durchschnitte von Osten nach Westen vorgeschritten sind.

Von Slawsko aufwärts beobachtet man zunächst noch immer Schiefer, welche meist von schwarzer Farbe sind. Das Thal ist anfänglich relativ breit. Dort, wo es sich zuerst derart vereinigt, dass die beiden Thalgehänge unmittelbar an das Bachbett herantreten, bei der auf der Generalstabskarte mit Na Kulach bezeichneten Stelle, sieht man auch noch die schwarzen Schiefer anstehen. Es ist dies aber das letzte Auftreten derselben in dieser Zone. Sie streichen hier in Stunde 22 und fallen südwestlich.

Daran grenzen thalaufwärts plattenförmig geschichtete Sandsteine mit demselben Schichtenfallen. Noch ein Stück weiter thalaufwärts, gleich hinter einer etwas schärferen Krümmung des Baches, wurde ein Schichtenstreichen dieser Sandsteine in Stunde 23 und ein mehr westliches Fallen derselben wahrgenommen. Endlich treten gegen das Ende der Thalverengerung zu, in der wir uns befinden und bevor sich das Thal bei Wolosianka wieder erweitert, deutliche Ropiankaschichten auf, welche das Ost-, bezüglich Nordostgehänge des durch die Kuppen Pohar und Ilsa (Mohila) bezeichneten Bergrückens einnehmen. Diese sicher tiefsten Glieder der ganzen von Slawsko bis hierher verquerten Schichtenreihe befinden sich also scheinbar im Hangenden der anderen Schichten, die wir auf diesem Wege kennen lernten. Wir schliessen daraus folgerichtig, dass die ganze Schichtenreihe von Slawsko bis hierher sich in überkippter Stellung befindet. Eine Analogie dieser Verhältnisse werden wir später zwischen Slawsko und Tarnawka kennen lernen.

Die Schiefer von Slawsko, welche ohnehin in engem Zusammenhange mit den sicheren Menilitschiefern von Grabowiec stehen, erscheinen somit als das jüngste, die plattigen Sandsteine als das mittlere Glied der ganzen soeben beschriebenen Schichtenfolge. Von Gebilden, die dem massigen Sandstein von Jamna ähnlich wären, ist hier keine Spur zu finden. Wir bitten diesen Umstand vorläufig festzuhalten, da wir den plattigen Sandstein, von welchem wir bereits bei Ober-Demnia einmal Andeutungen im System der mittleren Karpathensandsteine gefunden haben, von nun an häufiger antreffen und Gelegenheit haben werden, uns seine Bedeutung für die Quellgebiete des Opor und Stryi klar zu machen. Wollte man einen Localnamen für denselben einführen, so könnte man in ähnlicher Weise, wie wir den massigen Sandstein nach seinem charakteristischen Auftreten bei Jamna im Pruththale den Sandstein von Jamna genannt haben, diesen plattigen Sandstein den Sandstein von Plawie nennen, an welchem Orte, wie wir vorausschicken, seine typische Entwickelung am besten zu studiren ist.

In der Gegend des Einflusses der Reszitka in die Slawska treten die plattigen Sandsteine wieder auf, diesmal im regelrechten Hangenden der oben genannten Ropiankaschichten, und werden bei Wolosianka von dunklen, stellenweise mit Sandsteinlagen abwechselnden Schiefern bedeckt, welche den Schiefern von Slawsko entsprechen.

Gleich oberhalb Wolosianka auf dem Wege nach Chaszczowane sieht man die schwärzlichen Schiefer mit dünnen Zwischenlagen eines feinkörnigen, grauen Sandsteines wechseln und ostwestlich streichen bei

nördlichem Einfallen, welches Einfallen dem bisherigen Einfallen der Schiefer entgegengesetzt ist. Bald darauf aber sieht man die Schiefer senkrecht und zwischen Stunde 9 und 10 streichen. Dann wird bald das Einfallen ein nordöstliches, und sandige, in grösseren Platten spaltbare Schiefer streichen quer durch das Bachbett. Auch wurden auf einem der Sandsteine hier hieroglyphenartige Warzen gefunden. Dann kommt in der Nähe des Weges ein Streichen in Stunde 1 mit westlichem Fallen zur Beobachtung. Gleich darauf ist wieder ein nahezu ostwestliches Streichen (hor. 7) mit nördlichem Fallen zu sehen. Bald dahinter ist am linken Bachufer, ungefähr in jener Gegend, wo der Weg in ziemlicher Höhe oberhalb des Bachbettes vorübergeht, wieder ein Streichen in Stunde 2 bei westlichem Fallen abzulesen.

Wir haben mit diesen Angaben wohl keineswegs alle hier vorkommenden Aenderungen im Schichtenstreichen und Fallen aufgezählt, denn das Streichen und Fallen ändert sich an manchen Orten fast mit jedem Schritt. Der Eine von uns hat auf diese Unregelmässigkeiten auch schon bei Gelegenheit einer anderen Publication (Tietze, Einige Bemerkungen über die Bildung von Querthälern, Jahrb. d. geol. R.-A. 1878, pag. 592) hingewiesen. Wir wollten dem Leser hier nur eine Vorstellung verschaffen von den gewaltigen Zerknitterungen, denen die Streichungslinie der Schichten in diesem Theile des Gebirges unterworfen war, denn alle aufgezählten Beobachtungen sind auf keiner längeren Strecke als auf dem halben Wege zwischen Wolosianka und Chaszczowane gemacht worden. Solche Zerknitterungen oder wenigstens Biegungen der Streichungslinie sind in dem Wassergebiet des Opor oberhalb Slawsko und in der nordwestlichen Streichungsfortsetzung der betreffenden Gebirgsmassen gegen Plawie und Tucholka zu überhaupt nichts seltenes und wir werden noch einzelne diesbezügliche Angaben mittheilen. Doch scheint die Intensität der diesbezüglichen Störungen kaum irgendwo stärker aufzutreten als hier bei Wolosianka, weshalb wir diese Gegend als Beispiel dafür anführen.

Auch in der nächsten Gebirgsumgebung, zu beiden Seiten des Slawka-Thales, namentlich in dem Gebirgsstück, welches sich zwischen der Slawska und dem Bach von Jelenkowate in der Nähe des Zusammenflusses beider Bäche erhebt, ist der Wechsel in der Streichungslinie ein sehr grosser. Auch ein meridianes Streichen wurde hier an verschiedenen Stellen wahrgenommen neben Streichungslinien, die in Stunde 10 bis 11 verliefen.

Wendet man sich von Wolosianka nach Süden und Südosten, so erblickt man hinter dem Thale von Jelenkowate drei scharf markirte, in einer Linie gelegene Bergkuppen, welche sich mitten aus dem Schiefergebiet erheben. Dieselben bestehen aus einem meist feinkörnigen Sandsteine von stark kieseliger Beschaffenheit und glitzernden Kluftflächen. Es ist wohl das Richtigste, diesen Sandstein noch zum Eocän zu rechnen. Mit Sandsteinen der mittleren Gruppe besitzt er keine ausgesprochene Aehnlichkeit, weder mit dem massigen Sandstein von Jamna, welcher hier überhaupt in der ganzen Umgebung fehlt, noch mit den plattigen Sandsteinen von Plawie, in denen wir die

Vertreter der mittleren Gruppe gerade für diese Gegend erblicken müssen.

Diese Sandsteine streichen zwischen Wolosianka und Chaszczowane über das Slawska-Thal herüber.

Bei Chaszczowane befinden wir uns wieder im Bereich der Schiefer. Doch scheint es, als passire man im unteren Theil des Dorfes zuvor eine Partie der plattigen Sandsteine, bei denen man im Bach einmal ein nordsüdliches Streichen beobachtet. Später, gegen die Mitte des Dorfes, sieht man unten am Bache ein Streichen in Stunde $10^2/_3$ bei sehr flachem Südwestfallen. Gleich ober dem Dorfe gegen die ungarisch-galizische Wasserscheide zu treten wieder die dunklen, schüttigen Schiefer auf, die an einer Stelle nordöstlich fallen.

Die Höhe der Wasserscheide wird wieder von Sandsteinen eingenommen, über deren Natur und relative Lagerung jedoch bei den mangelnden Entblössungen auf dem flachen Gebirgskamm man sich sehr schwer Rechenschaft geben kann.

Etwas unterhalb der Wasserscheide auf der ungarischen Seite streichen diese Sandsteine einmal in Stunde 22 mit nordöstlichem Fallen. Sie sind dort feinkörnig und führen bisweilen Einschlüsse eines grünlichen Minerals.

Dann treten bei Hidegpatak wieder dunkle, schwärzliche Schiefer auf. Doch liegen hier auch etwas flach krummschaalige, etwas glimmerige Sandsteine mit Kalkspathkrystallen im Flussbett, die indessen nicht den Habitus echter Strzolka an sich tragen. Diese Schiefer von Felsö-Hidegpatak gehören vielmehr zum Eocän und stehen in directem Zusammenhange mit den Schiefern, die wir später bei Oporec treffen werden.

Kehren wir nun zunächst bis Slawsko zurück, um von dort aus, den Opor aufwärts, unseren Weg bis nach der ungarisch-galizischen Grenze über Tarnawka, Lavoczne und Oporec zu nehmen.

Wir wissen, dass bei Slawsko dunkle, eocäne Schiefer herrschen. Weiter flussaufwärts im scheinbaren Hangenden der Schiefer treffen wir südwestlich fallende, plattige Sandsteine, denen einzelne Schieferlagen untergeordnet sind, und wiederum im scheinbaren Hangenden der plattigen Sandsteine kommen am Berge Orzowec Ropiankaschichten zum Vorschein. Das Verhältniss der Schichtenstellung ist also hier vollkommen analog demjenigen, welches im Durchschnitt von Slawsko nach Wolosianka erkannt werden konnte.

Die Ropiankaschichten sind hier mit ganz typischen Gesteinsvarietäten entwickelt. Namentlich kommt hieroglyphenführende Strzolka und kommen Fucoidenmergel vor. Die Schichtenstellung ist vielfach eine geknickte. Diese Ropiankaschichten nehmen den ganzen Ostabhang des Orzovec und des Troistian (1235 Meter) ein, welcher letztere, nebenbei bemerkt, der höchste Berg der ganzen Gegend ist. Die Kuppe dieses Berges scheint allerdings schon von Sandsteinen der mittleren Gruppe gebildet zu werden. Im Thale selbst ziehen sich die Ropiankaschichten bis gegen Tarnawka hin. Die besten und lehrreichsten Aufschlüsse derselben sind indessen nicht am Wege befindlich, sondern befinden sich unbequemer Weise auf der entgegengesetzten Seite des Thales am linken Ufer des Flusses.

Bei Tarnawka tritt zunächst wieder etwas plattiger Sandstein auf. Gegen die Mitte des Dorfes zu aber erblicken wir Schiefer, welche in der nordwestlichen Streichungsfortsetzung der Schieferzone von Wolosianka liegen.

Diese Schiefer haben hier stellenweise eine grössere Aehnlichkeit mit echten Menilitschiefern, als bei Wolosianka. Doch sind denselben andererseits Sandsteine mit Kalkspathadern und kleinen wulstartigen Hieroglyphen, sowie Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten untergeordnet. Die Sandsteine sind stellenweise stark mit Bitumen imprägnirt und riechen beim Zerschlagen nach Petroleum. An einer Stelle ganz unten beim Bachbett kommen auch hellgraue Mergel vor.

Es ist schwer, die Schieferbildungen von Tarnawka, Wolosianka und Sławsko mit dem Namen von Menilitschiefern zu belegen, da dieselben in ihrem Aussehen im Vergleich mit Menilitschiefern doch viel Fremdartiges haben, und da auch weder Menilit, noch Hornstein bis jetzt in denselben gefunden werden konnten, und doch nehmen sie eine Stellung im Schichtensystem dieser Gegend ein, welche derjenigen der Menilitschiefer wenigstens ungefähr correspondirt, insofern die einen Schiefer wie die andern an den jeweiligen Orten ihres Vorkommens das jüngste Schichtenglied vorstellen. Die Schiefer von Sławsko zeigen sogar einen Zusammenhang mit den Schiefern von Grabowiec einerseits und gewissen Schiefern der oberen Mizunka andererseits, welche mehr von den echten Charakteren der wirklichen Menilitschiefer an sich tragen. Wir befinden uns diesen Schiefern gegenüber in einer etwas ähnlichen Lage wie wir gegenüber den Schiefern von Toronya und vom Prislop bei Ökermezö in der Marmarosch uns bei Beschreibung des Durchschnittes zwischen Dolina und Huszt befunden haben.

Augenscheinlich unterliegt eben die sonst innerhalb der ganzen nördlichen Aussenzone der Karpathen von Schlesien bis nach Ostgalizien, ja bis nach Rumänien und Siebenbürgen hin sich gleichsehende Facies der Menilitschiefer gegen die centralen und inneren Theile der Kette zu, mit einem Worte gegen die ungarische Seite der Karpathen zu eigenthümlichen Modificationen, welche den Charakter der ganzen Bildung an den meisten Orten ihres Auftretens in dieser Region sehr schwer wiedererkennbar machen für Denjenigen, der diese Bildung zuerst in Schlesien oder an Punkten, wie Delatyn und Nadworna, kennen gelernt hat, wenn auch hie und da in dieser Region, wie z. B. bei Sinewer Poljana die Natur wieder den Versuch gemacht zu haben scheint, die nördlicheren Schiefertypen zur Geltung zu bringen.

Absolute Klarheit in dieser Frage haben wir allerdings noch nicht, denn es scheinen uns die echten Menilitschiefer einem etwas enger begrenzten Niveau zu entsprechen, als die Schieferbildungen im Gebiete des oberen Opor oder bei Hidegpatak. Gewisse tiefere Eocänbildungen nämlich, wie die oberen Hieroglyphenschichten oder die grünen Schiefer und Mergel, die an anderen Orten unterhalb der echten Menilitschiefer gefunden werden, wurden hier nicht in den sonst bekannten Ausbildungsformen beobachtet. Dagegen haben wir hier bei Tarnawka und anderwärts auf Sandsteinoberflächen der fraglichen Bildungen, wie schon mitgetheilt, hieroglyphenartige Wülste gefunden. Es ist also nicht unwahrscheinlich, dass die Schiefer des

oberen Oporgebietes nicht blos den echten Menilitschiefern, sondern zugleich mit diesen auch den oberen Hieroglyphenschichten entsprechen, wie wir ja z. B. an einigen Stellen in der Mizunka eine Verquickung beider Bildungen wahrgenommen haben, es ist aber schliesslich auch möglich, dass die fraglichen Schiefer nur einer unteren Abtheilung des karpathischen Eocäns, dass sie mehr oder weniger nur den oberen Hieroglyphenschichten entsprechen, und dass hier die Gegend der karpathischen Wasserscheide zur Zeit des Absatzes der Hornstein führenden Menilitschiefer grösstentheils schon trocken gelegt war.

Sei dem nun, wie ihm wolle, so ist doch soviel sicher, dass wir hier Eocänablagerungen vor uns haben, dass aber in der Zeit von deren Bildung gewisse physikalische Verhältnisse, wie sie zur Zeit der Bildung der älteren Karpathensandsteine herrschten, sich theilweise wiederholt haben müssen, wie wir namentlich aus dem Kalkgehalt eines Theiles der den betreffenden Schiefern eingeschalteten Sandsteine schliessen dürfen.

Oberhalb Tarnawka trifft man wieder auf die plattigen Sandsteine von Plawie, welche hier stellenweise deutlich rein nordsüdlich streichen mit wechselnder Richtung des Fallens. Nach und nach aber geht das Streichen doch wieder in ein nordwest-südöstliches über.

Dann sieht man bei Lawoczne am Zusammenfluss der Lawoczanka mit dem Opor wieder die eocänen Schiefer, welche hier wieder durch das häufigere Auftreten einer dünnblätterigen Schiefervarietät mit gelben Verwitterungsbeschlägen mehr Aehnlichkeit mit den Menilitschiefern erlangen.

Am Berge Uszcza und an der schärferen Thalkrümmung daselbst, etwa in der Mitte des Weges zwischen Lawoczne und Oporec, tritt wieder eine Sandsteinbildung auf, bei der es zweifelhaft bleiben musste, ob sie zur oberen oder zur mittleren Gruppe der Karpathensandsteine zu rechnen sei.

Bei Oporec herrschen wieder die dunklen Eocänschiefer. Kurz vor Oporec sind denselben einige Bänke grünlicher Sandsteine untergeordnet. Dieselben bekunden vielleicht eine Andeutung des Typus der oberen Hieroglyphenschichten, in welchen grüne Sandsteine häufig sind. Einige Schritte von der Kirche von Oporec finden sich durch eine Entblössung des linken Bachufers Lagen eines feinkörnigen Sandsteins aufgeschlossen, welche hier den Schiefern eingelagert sind. Diese Sandsteine führen neben Kalkspathkrystallen auch kleine Dragomiten in Spalten und Klufträumen. Einzelne Sandsteinlagen dieser Localität sind auch glimmerig, etwas schieferig und von bräunlicher Farbe, etwa von dem Typus, wie er in dem Complex der für den heutigen Standpunkt der Karpathensandstein-Geologie allerdings nicht mehr in die Gliederung passenden sogenannten Beloweszaschichten aufzutreten pflegt. Auf einer in Folge von Verwitterung knorrig und zerrissen aussehenden Schichtoberfläche einer Sandsteinlage fanden sich an dieser Stelle auch feine Hieroglyphen. Auch darin kann man die Andeutung einer Vertretung der älteren eocänen Schieferformation an dieser Stelle erblicken.

Die dunklen Schiefer mit ihren sandigen Zwischenlagen halten noch eine ganze Strecke oberhalb des Dorfes Oporec an. Endlich

treten an der ungarisch-galizischen Wasserscheide dicker geschichtete Sandsteine auf. Hier soll dereinst die Eisenbahn von Munkacs nach Stryi über das Gebirge geführt werden. Insofern bei etwa nöthigen Tunnelbauten die fraglichen Sandsteine ungefährlicher zu durchbrechen sein werden als die schüttigen Schiefer, welche an andern Orten den Grenzkamm zusammensetzen, insofern ist die Wahl dieser Trace keine ungünstige.

C. Die Holowczanka.

Wir kehren jetzt bis Tuchla zurück, um von dort aus die Holowczanka hinauf zu gehen bis Holowiecko und von dort über Ryków und Plawie einen Anschluss zu finden an den Hauptdurchschnitt auf der Strasse von Stryi nach Munkacs, dessen Verfolgung, die wir bei Swiatosław abgebrochen hatten, wir weiter unten wieder aufnehmen werden.

Man könnte erwarten, dass die auf diesem Wege anzustellenden Beobachtungen den Thatsachen correspondiren würden, die wir auf dem Wege von Tuchla nach Sławsko und Tarnawka kennen lernten, oder den Verhältnissen der Gesteinsfolge, welche wir später an dem entsprechenden Stück der Strasse von Stryi nach Munkacs vorfinden werden. Diese Erwartung wird jedoch nur theilweise bestätigt. Die Verhältnisse, namentlich beim Dorfe Holowiecko selbst bieten so viel Eigenartiges, dass eine directe Verbindung zwischen dem Durchschnitt an der Strasse und dem Durchschnitte am Opor ohne Rücksicht auf die bei Holowiecko entblössten Schichten zu einer falschen Combination führen würde. Aber nicht allein deshalb, sondern auch weil die Aufschlüsse oberhalb Holowiecko, bei Ryków und Plawie, besonders deutlich sind, verdient das Bachgebiet der Holowczanka einer besonderen Erwähnung.

Dass am Einfluss der Holowczanka in den Opor Menilitschiefer vorkommen, wurde schon früher erwähnt. Eine Strecke weiter flussaufwärts, schon oberhalb der Einmündung, stehen aber am linken Bachufer grüne, sandige und schieferige Schichten mit Hieroglyphen an, die wir zu den oberen Hieroglyphenschichten rechnen.

Etwa dort, wo dann der Lauf des Baches eine Beugung macht und aus der südwest-nordöstlichen Richtung, die er unterhalb des Dorfes Holowiecko besitzt, in die nordwest-südöstliche übergeht, die er bis zu seinem Einfluss in den Opor ungefähr beibehält, stehen am rechten Ufer etwas andersartige Sehichten an. Der Punkt befindet sich dicht bei einem Brückenstege, der hier über den Bach führt. Man sieht hier blaugraue Sandsteine mit Hieroglyphen, zwischen welchen dünne Lagen von Letten sich befinden. Innerhalb dieser Sandsteinbänke erkennt man Ausscheidungen von grauem Hornstein. Dieser Hornstein hat aber nicht etwa das Aussehen der Hornsteine, die sonst in den Menilitschiefern vorkommen, welche stets fest markirte, dünne Bänke in den Schiefern bilden. Der Hornstein dieses Punktes geht vielmehr mit seiner Masse nach und nach in den umgebenden Sandstein über, und sein Auftreten ist ein mehr nesterförmiges. Aeusserlich und ehe man sich durch Anschlagen desselben von seiner Natur

überzeugt hat, erinnert dieser Hornstein etwas an die Thoneisenstein-Ausscheidungen, die manchmal im Karpathensandstein verschiedener Niveau's vorkommen.

Das ganze Gebilde hat einen unsern bisherigen Erfahrungen nach fremdartigen Habitus. An echte Ropiankaschichten möchten wir nicht denken, weil in der Umgebung dieser Gesteinspartie zunächst nur jüngere Glieder der Sandsteinzone vorkommen, deren tiefstes die oberen Hieroglyphenschichten sind, weil ferner die Schichten, die wir in dieser Gegend für Ropiankaschichten ansprechen müssen, und von denen wir bald bei Holowiecko selbst ein Beispiel antreffen werden, gar nicht mit dem hier besprochenen Gebilde zu vergleichen sind, und drittens, weil die betreffenden Sandsteine gar keinen Kalkgehalt haben. Der letztere Umstand für sich allein möchte vielleicht noch nicht vollkommen ausschlaggebend sein, im Verein mit den andern Thatsachen gewinnt er indessen Bedeutung. Der Kieselgehalt dieser Ablagerung weist nun vielmehr auf eine Zusammengehörigkeit dieser Schichten mit den oberen Hieroglyphenschichten hin, die in der Nähe anstehen, und von denen sie sich allerdings durch die blaugraue Farbe der Sandsteine unterscheiden. Wir sind der Ansicht, dass wir es hier mit einer local eigenartigen Ausbildungsweise eines Theiles der oberen Hieroglyphenschichten zu thun haben.

Bald treffen wir nun auf den scharfkantig bröckeligen, stark kieseligen Sandstein von Holowiecko, der von der Makówka und überhaupt von dem Höhenzuge dieses Sandsteins herüberstreicht, den wir bei unserem Durchschnitt von Tuchla nach Sławsko geschnitten haben.

Es scheint aber, dass diese nordwestliche Fortsetzung jenes Höhenzuges hier an der Holowczanka nicht mehr dieselbe Einheit der Zusammensetzung besitzt, wie weiter östlich, dass vielmehr hier an Stelle der im Osten dominirenden Masse des Sandsteins von Holowiecko ein Wechsel zwischen diesem Sandstein und den oberen Hieroglyphenschichten tritt, dass somit die hier zuerst angetroffene Partie jenes Sandsteines nicht ganz, sondern nur theilweise die Fortsetzung des betreffenden Sandsteinzuges bildet.

Wir sehen nämlich bald wieder die oberen Hieroglyphenschichten, deren Schichtenstellung hier flach ist, dann kommt wieder der Sandstein von Holowiecko, welcher deutlich eine zweite Partie nordöstlich fallender oberer Hieroglyphenschichten überlagert, die noch ein Stück weiter thalaufwärts erscheinen.

Jenseits dieser oberen Hieroglyphenschichten erblickt man nunmehr plötzlich eine schmale Zone senkrecht stehender Menilitschiefer, welche den Menilitschiefern von Grabowiec entsprechen. Durch die senkrechte Schichtenstellung wird die ausserordentliche Schmalheit dieser Zone einigermassen erklärt. Dieser Punkt befindet sich ungefähr in der Gegend des Zusammenflusses der beiden Quellbäche der Holowczanka noch vor dem Eintritt in das Dorf.

Jenseits der Menilitschiefer kommen dann plötzlich untere Karpathensandsteine zum Vorschein. Zuerst sieht man am rechten Flussufer kurz vor dem Dorfe bituminöse Sandsteine, denen dünne, schwärzlich glänzende thonige Lamellen gleichsam eingebacken sind. Diese Sandsteine sind von Adern oder drusenartigen Hohlräumen durchzogen,

die von Kalkspath ganz oder theilweise ausgefüllt sind. Dieser Kalkgehalt erinnert schon sehr an die unteren Karpathensandsteine, obschon wir hier noch keine typischen Ropiankaschichten vor uns haben. Die letzteren stehen aber im Dorfe selbst unter der Kirche dicht am Flusse an, ungefähr in der Streichungsfortsetzung des zuerst erwähnten Punktes. Es sind ihnen daselbst auch hellgraue Mergel mit Fucoiden untergeordnet. Ihr Einfallen ist deutlich südwestlich. Auch längs der hier mündenden Smorzanka aufwärts (der Bach läuft ungefähr dem Schichtenstreichen parallel) wurden diese Mergel stellenweise beobachtet.

Geht man von Holowiecko die Smorzanka aufwärts, so kommt man bald oberhalb des Dorfes an einen Punkt, wo dieser Bach aus zwei Quellbächen zusammenfliesst. Behält man nun die ursprüngliche Richtung nach SW bei auf dem Wege nach Koziowa, so wird man nicht eben durch gute Aufschlüsse belohnt. An einigen Stellen sieht man freilich dunkle Schiefer, welche schon die Ausläufer der Menilitschieferzone sein mögen, die wir später bei Koziowa entwickelt finden werden. Lehrreicher aber ist der Weg den zweiten, von NO kommenden seitlichen Quellbach der Smorzanka aufwärts, weil hier das Verhältniss des Sandsteins von Holowiecko zu den oberen Hieroglyphenschichten mit jeder nur wünschenswerthen Sicherheit zu ermitteln ist.

Wir treffen gleich am Eingange dieses Seitenthales den betreffenden Sandstein. Er ist feinkörnig, kieselig, hellfarbig, zeigt glitzernde Spaltungsflächen und bildet stellenweise ziemlich massenhaften Gehängeschutt, der aus scharfkantigen Fragmenten von geringer Grösse besteht. Bald dahinter sehen wir die oberen Hieroglyphenschichten mit kieseligen, glasigen, grünlichen Sandsteinen und grünlichen Schiefern. Dieselben fallen zuerst flach südwestlich unter den vorher durchquerten Sandstein ein, bilden aber einen Sattel und fallen bald darauf nordöstlich, wo sie wieder von dem bröckeligen Sandstein von Holowiecko bedeckt werden. Dieser Sandstein liegt hier gewölbartig über den oberen Hieroglyphenschichten. Die letzteren treten nur an den unteren Partien der Berggehänge hervor, der Sandstein nimmt nicht nur im geologischen Profil, sondern auch in der Landschaft die oberste Stellung ein. Deshalb fallen von den über den Hieroglyphenschichten sich wölbenden Sandsteinkuppen einzelne Gesteinsbrocken auch in den Bereich der Hieroglyphenschichten herab und mischen sich stellenweise häufig mit deren Gehängeschutt. Man muss auf diesen Umstand achten, um nicht bei oberflächlicher Aufmerksamkeit zu der Annahme von Einlagerungen dieses Sandsteins in die oberen Hieroglyphenschichten zu gelangen.

Bald zeigt sich noch weiter thalaufwärts der betreffende Sandstein von Menilitschiefern bedeckt, die in gewundener, meist sehr steiler Schichtenstellung anstehen und hier in seinen typischen Varietäten entwickelt sind. Namentlich dünnblätterige Schiefer mit gelben Verwitterungsbeschlägen sind häufig.

In geringer Ausdehnung tritt unter den Menilitschiefern bald darauf nochmals der Sandstein von Holowiecko hervor, der aber sofort wieder steil gestellten Menilitschiefern Platz macht, deren Verbreitung hier durch eine Verflachung der Gebirgsmassen markirt wird.

Eine kurze Strecke lang werden dann die Verhältnisse undeutlich, und dann treten oberhalb der Thalerweiterung Sandsteine in plattigen Bänken von mässiger Dicke auf. Der Sandstein ist blaugrau, enthält weisse Glimmerblättchen. Diese Platten fallen südwestlich.

Dieser ganze hier geschilderte Gesteinswechsel ist auf einem relativ sehr kurzen Wege zu beobachten. Er entspricht im Allgemeinen, obschon keineswegs in jedem einzelnen Detail, dem Gesteinswechsel an der Holowczanka unterhalb Holowiecko. In der andern Streichungsfortsetzung treten dann die Bildungen auf, die wir später bei Beschreibung des Durchschnitts an der Hauptstrasse am Wege von Huta nach Koziowa vor letzterem Dorfe kennen lernen werden.

Die Menilitschiefer aber, die wir bei Koziowa in einiger Breite entwickelt finden werden, finden nicht in ungeschmälerter Weise ihre Fortsetzung in die Gegend von Holowiecko hin. In der Verbreitung der verschiedenen Glieder der Sandsteinzone geben sich vielmehr hier verschiedene Unregelmässigkeiten und Störungen kund. Schon das Anstossen der Ropiankaschichten bei Holowiecko an die jüngeren Schichten der Karpathensandsteine beweist eine Verwerfung. Die Ropiankaschichten setzen aber ihrerseits nicht bis Koziowa fort, so dass die Tektonik der beiden benachbarten Durchschnitte sich gerade in dieser Zone nicht entspricht.

Als einen Beweis für die Zerrüttungen des Terrains bei Holowiecko dürfen wir vielleicht auch das Auftreten einiger Mineralquellen in dieser Gegend ansehen. Es befindet sich im Smorzankathale eine kalte Schwefelquelle und ausserdem kommen bei Holowiecko mehrere Salzquellen vor. Das Auftreten von Salzquellen in der karpathischen Sandsteinzone ausser und stellenweise sogar sehr fern von dem Bereiche der eigentlichen miocänen Salzformation ist eine zwar nicht seltene, aber doch so merkwürdige Thatsache, dass man in derselben eines der interessanteren Probleme der karpathischen Geologie erblicken darf, weshalb die Nennung solcher Punkte nicht überflüssig sein mag.

Wenn nun aber auch allerhand Dislocationen das Studium der Verhältnisse in den bisher beschriebenen Theilen der Umgebung von Holowiecko nicht zu einem leichten gestalten, so wird dafür der Durchschnitt, den wir nunmehr von Holowiecko weiter bachaufwärts nach Ryków und Plawie machen, um so einfacher aufzufassen sein, wenigstens was die Lagerungsverhältnisse der abzuhandelnden Schichten betrifft.

Gehen wir von den Ropiankaschichten aus, die wir bei der Kirche von Holowiecko am Bachufer entblösst gefunden hatten. Ueber denselben liegen in geringer Mächtigkeit entwickelt plattige Sandsteine. Ueber diesen folgen schwärzliche Schiefer, die nicht ganz so blättrig wie echte Menilitschiefer sind und innerhalb deren viele kleine, Eisenocker absetzende Quellen auftreten. Die Schichtenstellung der Schiefer ist flach, an einer Stelle des rechten Ufers eine etwas nordöstliche Neigung derselben, doch entspricht diese Neigung nur einer localen Störung, bald darauf sieht man am linken Bachufer deutlich ein südwestliches Fallen der Schichten. Es steht hier ein System von Schiefern und Sandsteinen an. Ein Theil der Schiefer ist hellgrau und etwas glimmerig, meist aber sind die Schiefer schwärzlich, in den höheren Lagen sogar als

Disodilschiefer mit gelben Verwitterungsbeschlägen entwickelt. Die Sandsteine sind zum Theil sehr kieselig und auf den Kluftflächen glitzernd. Auch vereinzelte Lagen blaugrauer, schiefrig krummschaliger Sandsteine, sowie seltenere Lagen grünlicher Hieroglyphensandsteine kommen vor. Echte Hornsteine wurden nicht beobachtet.

Dass diese Schiefer sammt den eingelagerten Sandsteinen der oberen Abtheilung der Karpathensandsteine ganz oder theilweise entsprechen, kann nicht bezweifelt werden. Sie zeigen jene eigenthümliche Vermischung des Typus der Menilitschiefer mit dem der oberen Hieroglyphenschichten, von welchen wir schon einige Beispiele kennen gelernt haben. Man kann diesen Schichtencomplex für den Repräsentanten der ganzen oberen Abtheilung der Karpathensandsteine ansehen. Will man das nicht, so wird man schliesslich doch eher die unteren als die obersten Glieder dieser Abtheilung hier als vertreten annehmen. Diese Beziehungen bei der schriftlichen Darstellung hervorzuheben ist nicht so schwer, aber auf der Karte denselben Rechnung zu tragen ist weniger leicht. Die eigenthümlichen Faciesverhältnisse des Eocäns der Karpathen, die häufige Verwischung der an gewissen Punkten leicht trennbaren Niveaus an anderen Punkten lassen es beinahe als eine Unmöglichkeit erscheinen, auf der geologischen Karte eine wünschenswerthe Consequenz zu beobachten.

Bei der Mühle, welche unterhalb des über den Bach führenden Steges am linken Ufer steht, kommen die plattigen Sandsteine unterhalb der beschriebenen Schiefer mit nordöstlichem Fallen wieder zum Vorschein. Es ist dies indessen nur ein kleinerer Aufbruch, der diese Plattensandsteine auf keine grössere Breite ans Licht gebracht hat. Sie fallen bald oberhalb der Mühle bei einem Streichen in Stunde 22 wieder südwestlich, um aufs Neue von Schiefern bedeckt zu werden. Die plattigen Sandsteine fallen übrigens hier auf der südwestlichen Seite dieses Sattels ziemlich flach, während das Fallen auf der Nord-Ost-Seite des Sattels ein viel steileres war. Wir haben in einem derartigen Sattel jedenfalls schon die Tendenz zur Bildung eines schiefen, liegenden Sattels vor uns.

Die oberhalb der Mühle über den plattigen Sandsteinen mit südwestlichem Fallen folgenden Schiefer, denen auch hier Sandsteinbänke eingelagert sind, werden stellenweise den Menilitschiefern noch etwas ähnlicher als die vorher beschriebenen Schiefer. Hinter den Schiefern treten dann immer noch mit südwestlichem Fallen wieder dieselben plattigen Sandsteine auf, wie bei der Mühle. Dieselben scheinen hier ins Hangende der eocänen Schiefer zu gehören. Dieser Widerspruch erklärt sich aber leicht durch ihre überkippte Lagerung, denn bald kommen bei dem ersten zu Ryków gehörigen Hause in der unmittelbaren Nähe des Steges über den Bach wieder Ropiankaschichten zum Vorschein, so dass das ganze Profil zwischen Holowiecko und Ryków sich im Grossen betrachtet, als eine schiefe Mulde darstellt, innerhalb welcher bei der erwähnten Mühle ein kleinerer, nicht bis in die tiefsten Glieder der Mulde herabgreifender Sattelaufbruch von secundärer Bedeutung vorkommt.

Aus den geschilderten Verhältnissen geht jedenfalls ähnlich wie aus den Durchschnitten am oberen Opor die Stellung der plattigen

Sandsteine zwischen den Ropiankaschichten und den eocänen Schiefern deutlich hervor.

Die Ropiankaschichten von Ryków zeigen eine vielfach geknickte Schichtenstellung, wie das nicht selten gerade für diese Schichten bezeichnend ist. Sie enthalten blaugraue, glimmerige, etwas kalkige, krummschaalige Sandsteine (Strzolka) mit Hieroglyphen, ausserdem graue, sandige Schiefer, Fucoiden führende Lagen und Sandsteine mit verkohlten Pflanzenspuren.

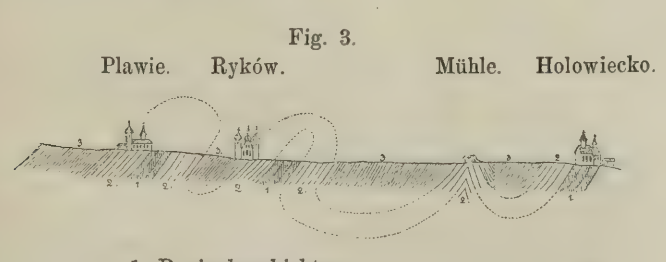
Gleich hinter den Ropiankaschichten kommen wieder mit südwestlichem Fallen die plattigen Sandsteine und beim eigentlichen Dorfe Ryków die eocänen, hier den Menilitschiefern sehr ähnlichen Schiefer. Jene Ropiankaschichten nördlich von Ryków bilden also ihrerseits wieder das tiefste Glied eines Sattelaufbruches.

Noch ehe man das südliche Ende des Dorfes erreicht hat, kommen wieder die plattigen Sandsteine zum Vorscheine, die hier stellenweise mit grauen Schiefern wechseln. Nicht überall ist ihre Lagerung deutlich. Im Ganzen aber fallen sie südwestlich. Endlich treten bei der scharfen Biegung des Baches kurz unterhalb Plawie wieder Ropiankaschichten auf, obschon die Aufschlüsse hier weniger schön sind als diejenigen der Ropiankaschichten nördlich von Ryków.

Weiterhin in Plawie sehen wir abermals die plattigen Sandsteine. Sie zeichnen sich hier wie überall durch eine annähernd gleichmässige Dicke der Platten aus. Sie sind gelblich oder blaugrau gefärbt und enthalten stellenweise etwas Glimmer. Wir wollen diesen Sandstein der Kürze wegen mit dem Localnamen des Sandsteines von Plawie belegen, da er in der Umgebung dieses Dorfes eine ausgedehnte Verbreitung besitzt.

Weiter aufwärts liegen über diesem Sandstein von Plawie abermals eocäne Schiefer. In der beigegebenen Zeichnung haben wir das ganze Schichtprofil von Holowiecko bis Plawie veranschaulicht. Dasselbe ist für die in den Karpathen so oft wiederkehrende tektonische Form der schiefen Sättel und Mulden ungemein charakteristisch. Es ist eins der besten Beispiele dieser Art, weil die zu Grunde liegenden Beobachtungen so gut wie lückenlos sind.

Fig. 3.



1. Ropiankaschichten.
2. Plattiger Sandstein von Plawie.
3. Eocäne Schiefer.

Die zuletzt erwähnten Schiefer bei Plawie haben vollkommen den Charakter von Menilitschiefern. Sie führen auch echte Hornsteine. Die letzteren sind hellfarbig gestreift und werden oft selbst schiefrig.

Bei dem Brynowka-Bache sind den Menilitschiefern feinkörnige, bituminöse Sandsteine untergeordnet. Dieselben streichen hier in Stunde 21. Die Schichtenstellung ist eine sehr steile.

Dahinter sieht man bei der Kirche von Ober-Plawie die plattigen Sandsteine sehr flach geschichtet. Die Schichtung wird allmählich etwas südwestlich geneigt. Den Plattensandsteinen sind hier auffallend wenig schiefrige Lager untergeordnet. Endlich geht die Fallrichtung in eine nordöstliche über, doch nur auf kurze Zeit, denn in der Nähe eines hier aufgerichteten Kreuzes dort, wo ein Steg über einen hier auf der linken Thalseite mündenden kleinen Bach führt, ist eine Knickung der Sandsteine deutlich zu bemerken, in Folge deren wieder ein südwestliches Fallen eintritt. Das Thal selbst macht an dieser Stelle eine auffallende Biegung. Uebrigens wechselt weiter südlich die Schichtenstellung noch einige Male.

Am Zusammenflusse der Bäche von Kalnar und Hutar war eine Sandsteinplatte auffällig, in welcher kleine scharf abgegrenzte, einige Zoll lange Schieferlinsen eingeschlossen waren, ein Verhalten, was an ähnliche Verhältnisse im Wiener Sandstein bei Hütteldorf erinnert. Andere Platten an dieser Stelle zeigten viele grobe und grosse wulstförmige Erhabenheiten auf den Schichtenoberflächen. Auf einer dieser letzteren Platten sah man das über einen Meter lange Bruchstück eines über einen halben Fuss breiten, längsgerieften, plattgedrückten Baumstammes.

Dann erscheinen weiter südlich bei Hutar eocäne Schiefer von dem Typus der Schiefer bei Oporec und Wolosianka. Dieselben ziehen sich nach Tucholka hinüber. Damit erreichen wir den Anschluss an den Durchschnitt auf der Strasse von Stryi nach Munkacs, dessen Beschreibung fortzusetzen, wir uns für den folgenden Unterabschnitt vorbehalten haben.

Aus der Beschreibung der Verhältnisse zwischen Holowiecko und Hutar, bezüglich Tucholka gingen, wie wir sahen, manche für die Tektonik der Sandsteinzone nicht unwichtige Daten hervor, weil es hier gelang den Wechsel der Gesteine und der Fallrichtungen der Schichten fast Schritt für Schritt zu verfolgen. Deutlich sahen wir eine Wiederholung schief gestellter Mulden und Sättel, durch welche das vorwiegende Einfallen der Schichten nach einer Seite nach SW. bedingt wurde, aber wir sahen auch, dass diese Anordnung der Falten nicht ganz ausschliesslich massgebend ist, insofern südlich oder südwestlich von Plawie auch einfache Knickungen der Schichten und demzufolge wechselnde Fallrichtungen vorkommen.

D. Von Swiatoslaw längs der Kaiserstrasse gegen Munkacs.

An dem Vereinigungspunkte der Thäler des Opor und der Orawa bei Swiatoslaw verliessen wir, wie oben bemerkt, die dem Orawathale aufwärts folgende Hauptstrasse, um den, in mancher Beziehung instructiveren Thaldurchschnitt des Opor zu verfolgen. Wir kehren nunmehr mit unserer Schilderung zu dem erwähnten Ausgangspunkte zurück,

um die Fixirung der an der Poststrasse sich darbietenden Beobachtungselemente weiterzuführen.

An der Einmündung der Orawa in den Opor stehen, wie bereits oben erwähnt, mit südwestlichem Einfallen Gesteinsschichten an, die wir wie alle zwischen Ober-Demnia und Swiatoslaw entwickelten Bildungen der mittleren Karpathensandsteingruppe zuweisen.

Bei der ersten Brücke oberhalb Swiatoslaw finden sich am rechten Flussufer Spuren eines alten Eisensteinbaues. Die hier anstehenden Schichten, welche deutlich südwestlich einfallen, zeigen den eigentlich sogenannten Flyschcharakter recht typisch. Es ist ein rascher Wechsel bunter weicher Mergelschiefer mit dünnen, meist grünlichen, zuweilen etwas glasigen, festen, hieroglyphenreichen Sandsteinbänken. Wir haben hier das Niveau der oberen Hieroglyphenschichten vor uns, denselben Zug, dessen Auftreten im Oporthale am Wege nach Tucholka bereits bei Beschreibung dieses Durchschnittes erwähnt wurde. Diese Schichten stehen auch in den Schluchten und Einrissen am linken (östlichen) Gehänge des Korostówthales, östlich vom Orte, gut aufgeschlossen an. Man sieht hier die für dieses Niveau so bezeichnenden glasigen, an der Oberfläche gelblichen oder gelblich-grünen, mit meist verworrenen Hieroglyphen bedeckten Lagen in deutlicher Wechsellagerung mit einem sonst gewöhnlich nur in den eigentlichen Menilitschiefern häufigem Schiefertypus, nämlich mit schwarzen, blättrigen, gelb verwitternden Schiefern.

Spuren von, wie wir glauben echten Menilitschiefern finden sich dagegen bei Korostów stellenweise an der Basis der die Thalniederung erfüllenden Schottermassen; es ist dieses die Fortsetzung des Zuges, dessen Auftreten beim Bache Tokarček im Opordurchschnitte erwähnt wurde.

Das Korostówthal ist in seinem ganzen Laufe bis zur Einmündung in das Oravathal ein sehr ausgesprochenes Längenthal. Da, wie wir erwähnten, auf der linken Seite und in der Sohle dieses Thales Bildungen der oberen Karpathensandsteingruppe anstehen, während auf der rechten Thalseite, und zwar mit gleichem südwestlichem Einfallen, wieder ältere Schichten auftauchen, so haben wir hier wieder eine der in der Sandsteinzone so häufigen Verwerfungslinien vor uns, welche hier ziemlich genau durch das Korostówthal selbst bezeichnet ist.

Die erwähnten älteren Schichten schneidet man, wenn man das Orawathal von der Einmündung des Korostówbaches aufwärts gegen Huta verfolgt. Das Thal wird hier zu einem ausgesprochenen Querthale, die Berggehänge treten jederseits mehr an den Wasserlauf heran, bedeutendere Schotterablagerungen, wie sie in dem Längenthale des Korostówbaches entwickelt sind, fehlen.

Die Sandsteine, die hier auftreten, zeigen meistens, wie zwischen Ober-Demnia und Swiatoslaw den petrographischen Typus des Wiener Sandsteins; quer durch den Fluss streichende Bänke eines festen, feinkörnigen, blaugrauen Sandsteines mit Glauconitpunkten zeigen steiles südwestliches Fallen bei einem Streichen nach h. $9^1/_2$. Auch sehr hieroglyphenreiche Sandsteine treten hier auf. Wir beobachteten unter andern auch das Vorkommen jener eigenthümlichen spiralförmig gewundenen Form, wie wir sie in östlichern Gegenden wiederholt, bisher aber nur im Niveau der unteren Karpathensandsteine angetroffen hatten.

Es dürften daher hier vielleicht an der Basis der der mittleren Gruppe angehörigen Sandsteine auch Ropiankaschichten auftauchen. Mit voller Bestimmtheit lässt sich das übrigens nicht constatiren.

Noch unterhalb der Einmündung des Kamionkabaches bei dem neuerbauten Forsthause trifft man auf eine petrographisch recht typisch entwickelte Bank des aus östlicheren Gebieten so wohlbekannten massigen Sandsteines von Jamna mit seinen grossen aschgrauen Gehängeblöcken. Derselbe streicht quer über das Thal und fällt, die früher erwähnten hieroglyphenführenden Sandsteine überlagernd, nach SW.

Ueber diesem folgen nun bei Huta, namentlich bei der Mündung des Kamionkabaches gut aufgeschlossen, die oberen Hieroglyphenschichten. Sie zeigen hier die mehrfach geschilderten petrographischen Eigenthümlichkeiten dieses Niveaus, namentlich die glitzernden Bruchflächen etc. sehr deutlich. Schräg gegenüber von dieser Stelle am rechten Orawaufer bei der Einmündung eines kleinen Thälchens sieht man was sonst in diesem Karpathentheile ziemlich selten zu beobachten ist, sehr flache Schichtenstellung. Oberhalb dieser flach oder horizontal geschichteten Sandsteine und Schiefer lagert augenscheinlich eine kleine isolirte Partie von Menilitschiefern, wie aus dem Vorkommen von Hornstein geschlossen werden kann.

Etwas höher hinauf im Thale folgen die im Opordurchschnitte näher geschilderten Sandsteine von Holowiecko, deren Zusammengehörigkeit mit den oberen Hieroglyphenschichten bereits betont wurde. Diese Bildungen halten nun an bis etwa zur Hälfte des Weges nach Koziowa, dann folgt eine schmale Zone von Menilitschiefern, dann ein ebenfalls nicht breiter Aufbruch von oberen Hieroglyphenschichten, die von einer Partie des Sandsteins von Holowiecko zunächst bedeckt werden. An der Basis dieser Hieroglyphenschichten treten unmittelbar am linken Flussufer einige Bänke plattig geschichteten Sandsteins auf, welche dem Sandstein von Plawie entsprechen. Der Aufschluss ist indessen schwer zugänglich und nicht leicht zu finden.

Bei Koziowa stehen wieder Menilitschiefer in mächtigerer Entwicklung an. Dieselben fallen zuerst (beim nördlichen Ende des Ortes) nach SW., dann nach NO., dann wieder nach SW.; sie bilden eine schiefgestellte, in der Mitte geknickte Mulde.

Einige dünne Sandsteinlagen der Menilitschiefer zeigen sich schon an der Oberfläche ziemlich stark mit Petroleum imprägnirt. In festen, etwas kalkigen Lagen fanden sich Schnürchen eines asphaltartigen Gebildes mit den Gesteinen fest verwachsen.

Das Resultat einer Bohrung auf Petroleum, welche gegenwärtig hier betrieben wird, ist dermalen noch nicht bekannt.

Der höher ansteigende Bergzug zwischen Koziowa und Orawa besteht wieder aus älteren Bildungen. Im Orawcikbache sieht man steilstehende plattige Sandsteine, ähnlich denen von Plawie; eine bedeutende Entblössung an der Poststrasse zeigt in mehrfach geknickter und gewundener Schichtenstellung dünngeschichtete zuweilen krummschalige Hieroglyphen- und Chondriten-führende Sandsteine und Sandsteinschiefer die ohne den bekannten petrographischen Typus echter Ropiankaschichten deutlich markirt an sich zu tragen, doch weit eher an diese als an Gesteine der mittleren oder oberen Gruppe erinnern.

In einem kleinen, von Südosten herkommenden Seitenthälchen, welches am Südfusse des Ostrogberges in das Orawathal mündet, sieht man dagegen wieder eine schmale Zone sehr typisch entwickelter oberer Hieroglyphenschichten, harte, im Innern etwas glasige, an der Oberfläche gelbliche, mit meist verworrenen Wülsten bedeckte Sandsteinbänke in Wechsellagerung mit schwarzen Schieferthonen. Das Niveau dieser Gesteine als an der Mitte zwischen der mittleren und oberen Karpathensandsteingruppe stehend, ist oft genug constatirt worden; da dieselben, wie wir gleich sehen werden, von entschieden jüngeren Gebilden überlagert werden, sich somit in normaler und nicht in überkippter Stellung befinden, und mit südwestlichem Schichtenfalle die oben erwähnten, an der Strasse aufgeschlossenen Chondritenführenden Gesteine überlagern, so müssen letztere wohl einem tieferen Karpathensandsteinniveau zugezählt werden und können mindestens nicht den eocänen Gebilden der oberen Gruppe angehören.

Bei Orawa folgen mit stetigem südwestlichen Einfallen über den oberen Hieroglyphenschichten Menilitschiefer.

Wenn man diesen Menilitschieferzug dem Streichen nach gegen NW, nach Pohar verfolgt, findet man die Schichten desselben vielfach schön entblösst anstehen. Namentlich viele glimmerreiche Sandsteine vom Typus der Magurasandsteine sind hier in einzelnen Lagen den Schiefern eingeschaltet.

Nordwestlich von Pohar wurden in neuerer Zeit Petroleumgruben in diesem Zuge angelegt. Dieselben befinden sich alle im Liegenden einer, den Menilitschiefern untergeordneten Hornsteinbank. Durch den Hangendschacht wurden braune, weiss verwitternde Schiefer mit sehr zahlreichen Fischresten durchfahren. Der mittlere oder Hauptschacht erreichte in nicht sehr bedeutender Teufe stark imprägnirte Sandsteine; die auf den Halden zahlreich herumliegenden Stücke von Hieroglyphensandsteinen beweisen, dass die untere Grenze der Menilitschiefer hier bereits erreicht ist. Der imprägnirte Sandstein dürfte wohl wahrscheinlich ein Aequivalent des Sandsteines von Holowiecko sein, dem er auch petrographisch sehr gleicht. Dieser Schacht gibt nach den neuesten Nachrichten (März 1879) bei 70 Mtr. Tiefe 2000 Kilo Oel per Tag.

Jedenfalls schien uns dieser Punkt für Petroleumproduction von vornherein nicht ungünstige Chancen zu besitzen, indem die geologischen Verhältnisse desselben ziemliche Analogie zeigen mit denen von Schodnica und Bóbrka, bekanntlich (mit Ausschluss von Boryslaw) den beiden productivsten Petroleumterrains des Karpathengebietes, auf die wir später noch zurückkommen werden.

Hier bei den Petroleumschächten von Pohar wurden auch nach einer freundlichen uns von Seiten des Herrn Julius Noth zugekommenen Mittheilung Stücke eines fossilen Harzes (wahrscheinlich Schraufit) gefunden. Nimmt man hierzu die Funde von Schraufit in der Bukowina (Verhandl. d. geol. R.-A. 1875, pag. 134) und vergleicht man damit die Angaben von Pusch (Geogn. Beschr. von Polen, 2. Theil, Stuttgart und Tübingen 1836, pag. 100) über die Funde von angeblichem Bernstein im mergligen Sandstein längs der Eisensteinflötze von Mizun, bei Solotwina im Stanislauer Kreise und an verschiedenen anderen Orten im Karpathensandsteingebiet, so ergibt sich, dass das Vorkommen fos-

siler Harze in der karpathischen Sandsteinformation ein gar nicht so seltenes ist. Für etwaige Theorieen über die Genesis dieser Formation ist auch dieser Umstand nicht absolut bedeutungslos.

Bis zur letztberührten Gegend reichten die Detailaufnahmen, die im Sommer 1878 zu Ende gebracht wurden; die weiter gegen Süden und Westen sich erschliessenden Gebiete dürften im Laufe des nächsten Sommers zur Aufnahme gelangen; wir überlassen daher selbstverständlich eine nähere Besprechung derselben den etwa später dort zu beschäftigenden Geologen, und wollen hier nur vorläufig einige Einzelbeobachtungen fixiren, die sich uns beim weiteren Verfolg der Route nach Munkács an der Poststrasse und deren näherer Umgebung darboten.

Von Orawa die Strasse aufwärts verfolgend gelangt man zunächst nach Plawie. Die östliche Umgebung dieses Ortes wurde bereits in dem Abschnitt über die Holowczanka geschildert. An der Strasse selbst sind die dort erwähnten lehrreichen Verhältnisse weniger deutlich zu sehen.

In der Gegend oberhalb Tucholka ist nicht viel entblösst. Die niedrigeren Rücken bestehen aus Wolosiankaer Eocän-Schiefern, wo die Strasse höher ansteigt, folgen feinkörnige, feste Sandsteine, zuerst steil aufgerichtet, weiterhin im allgemeinen SW. fallend. Die seinerzeit von Stur (Jahrb. d. geol. Reichs-Anst. 1860, Verh. pag. 28) in Betreff der Bildungen dieses Gebietes ausgesprochene Vermuthung, dass dieselben der mittleren Kreide angehören dürften, scheint auch uns, wenigstens was die Sandsteine betrifft, viele Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

Bei der vorletzten Biegung der Strasse vor dem Bergwirthshause sind die Sandsteine von grauen, weichen, thonigen Schiefern überlagert. Gleich hinter dem Gasthause zeigt sich entgegengesetztes Fallen der Sandsteine, die Schiefer liegen sonach den letzteren muldenförmig auf.

Kurz vor Klimiec sind die Sandsteine in einer grösseren Entblössung aufgeschlossen. Sie zeigen hier, ähnlich wie zwischen Demnia und Swiatoslaw, den petrographischen Typus der Wiener Sandsteine. Dann beobachtet man schwärzliche Schiefer, ähnlich denen von Wolosianka und Oporzec, dann am Ende von Klimiec unterhalb des Grenzkammes südwestlich fallende Strzolkaartige Gesteine mit feinen Hieroglyphen. (Ropiankaschichten?)

Am Höhenzuge des Grenzkammes herrschen bräunliche oder röthliche, meist dünngeschichtete, krummschalige Sandsteinschiefer und Sandsteine, über deren Deutung wir vorläufig keine begründete Ansicht aussprechen können. Das von Stur (l. c. p. 28) in dieser Gegend angegebene Conglomerat konnten wir trotz des sorgfältigsten Nachforschens nicht entdecken.

Die Schichten fallen auf der Höhe des Berges beim galizischen Wirthshause nach NO., weiter am ungarischen Abhang hinab beobachtet man vielfältig wechselnde Fallrichtungen. An diesem Abhange ist auch auf einzelnen entblössten Schichtoberflächen jene pflastersteinförmige Zerklüftung wahrzunehmen, wie wir dieselbe in unsern ersten Studien (Jahrb. 1877, pag. 107) von einem Aufschluss des Ovidiusberges bei Kutty beschrieben haben. Hier scheinen die krummschaligen Gesteine stellenweise auch mit schwärzlichen Schiefern in Verbindung zu stehen. Zahlreiche Dragomiten fanden sich nach Hauer

(F. v. Hauer u. F. v. Richthofen geol. Uebers. Aufn. im nordöstl. Ungarn. Jahrb. d. g. R. A. 1859. III. p. 30.) auf dem ungarischen Abhange des in Rede stehenden Höhenzuges zwischen den Grenzwirthshäusern und Verbias, lose im Sandsteingrus.

Wir beobachteten solche auch im anstehenden Muttergesteine und zwar im Marktflecken Alsó-Vereczke, dem ersten grösseren ungarischen Orte, den man von dem in Rede stehenden Grenzpasse herabkommend, erreicht.

Wir fanden hier mit steilstehender, vielfach geknickter Schichtenstellung graue, kalkig-sandige, glimmerige, krummschalig brechende Gesteine, welche in ihrem äusseren Habitus den sog. Strzolkabänken der neocomen oberen Teschner Schiefer Schlesiens sehr gleichen, sich von letzteren jedoch scharf durch den gänzlichen Mangel an den unter dem Namen der Hieroglyphen bekannten Reliefzeichnungen unterscheiden. In den Kalkspathadern dieses Gesteines finden sich die Dragomiten.

Wir rechnen diese Gesteine, die wir bereits an mehreren anderen Stellen, so bei Körösmezö und Kiralymezö in der Marmaros, bei Korczyn im Stryithale etc. in engster Verbindung mit anderen Bildungen der oberen Karpathensandsteingruppe antrafen, zur tieferen Abtheilung des karpathischen Eocäns, möchten jedoch hiemit durchaus nicht die Ansicht verbinden, als ob das Vorkommen von Dragomiten für ein bestimmtes Niveau des bezüglichen Muttergesteines bezeichnend wäre. So gehören beispielsweise die von Herbich (Das Széklerland p. 225) aus Südostsiebenbürgen angegebenen Fundpunkte von Dragomiten wohl sicher in die Kreideformation.

Die Gegend von Alsó-Verecke ist noch in anderer Beziehung von Interesse. Beim Orte vereinigen sich zwei Bäche; verfolgt man den von Tissowa herkommenden Bach eine kurze Strecke aufwärts und ersteigt dann den am rechten Ufer sich erhebenden Počizkaberg, so findet man zunächst in den zahlreichen Schluchten, welche das Gehänge dieses Berges durchziehen, die ebenerwähnten strzolkaartigen Gesteine in steiler, vielfach geknickter Schichtenstellung. Etwa auf der halben Höhe des Berges liegen mit flacher Schichtung diesen Gesteinen ganz abweichende Bildungen, wie es scheint discordant, auf. Es sind dunkle Thone ohne festere kalkige oder sandige Lagen, dagegen mit zahlreichen, sehr harten, zuweilen ziemlich grossen Sphärosideritknollen. Die Thone sowohl als die Sphärosiderite sind ziemlich reich an Fossilien, die jedoch leider zum grössten Theile nur in zerbröckeltem und unbestimmbarem Zustande gewonnen werden konnten. Was mit Sicherheit erkannt werden konnte, waren durchaus Oligocänformen, und zwar (nach gefälliger Bestimmung von Hrn. Dr. Bittner): *Isocardia subtransversȧ d'Orb* (sehr gut stimmend mit jüngeren Exemplaren aus dem Weinheimer oligocänen Meeressande) *Cyprina cf. Morrisii*, *Cardita cf. Dunkeri* und eine *Tellina*.

Noch wollen wir erwähnen, dass wir auf den Abhängen des Pocziczka-Berges zahlreiche Bruchstücke von echtem, Granaten führendem Glimmerschiefer fanden, und zwar bis ziemlich hoch hinauf gegen die Spitze des Berges, so dass an eine etwaige Provenienz dieser Stücke aus einer diluvialen Schotterterrasse nicht gedacht werden kann.

Wir suchten den Ursprung dieser Stücke vergebens, und müssen es dahingestellt sein lassen, ob dieselben einer wirklich anstehenden Insel eines älteren Gesteines, oder einem Conglomerate entstammen. Letzteres wäre an sich wahrscheinlicher, umsomehr, als auch Hauer (l. c. pag. 29) von dem nicht sehr entfernten Kamme südlich von den Ostra Hura grobes Conglomerat mit faust- bis kopfgrossen Glimmerschieferbrocken angibt.

Auf der Route von Vereczke gegen Munkacs treten die erwähnten kalkigen strzolkaartigen Gesteine in ziemlicher Verbreitung auf, überhaupt dürften, insoweit wir bei ziemlich flüchtiger Durchreise durch dieses Gebiet erkennen konnten, die Bildungen der oberen (eocänen) Karpathensandsteingruppe hier vorherrschen. Der mittleren Gruppe könnten wir mit einiger Wahrscheinlichkeit nur die massigen, groben bis conglomeratartigen Sandsteine zutheilen, welche bei Podbolocz das Latorczathal einengen. Dieselben stossen gegen Süd-West mit nahezu senkrechter Schichtung an die vorhererwähnten strzolkaähnlichen, hieroglyphenleeren Gebilde, während sie auf der Nordostseite von solchen überlagert werden. Ein Aufbruch cretacischer Gebilde erscheint hier auch deshalb einigermassen wahrscheinlich, da wir uns hier im Streichen der Gesteinszonen von Vucskomezö und Ökermezö in der Marmarosch befinden, woselbst, wie wir schon in einem früheren Abschnitt nachzuweisen versuchten, cretacische Glieder vorwiegend entwickelt sind.

Südlich von Holubina sind an der Strasse sehr schöne Aufschlüsse von bläulichen, licht verwitternden, hydraulischen Mergeln, mit sehr auffallender Neigung zu sphäroidischer Absonderung zu beobachten. Dieselben entsprechen ganz genau den hydraulischen Mergeln, die im Laborczathale noch über Smilnoschiefern liegen (Paul, Die geol. Verb. der nördl. Saroser u. Zempliner Com. Jahrb. d. geol. R.-A. 1868), und sind somit sicher eocän, nicht aber neocom, wie sie auf älteren Uebersichtskarten eingezeichnet erscheinen. Wirkliches Neocomien kommt allerdings in dieser Gegend, südlich von Szolyva, vor; es sind einige Kuppen von lichtem Hornsteinkalke mit Cephalopodenfragmenten, welche schon ziemlich nahe an der Trachytgrenze auftauchen. Die dichte Bewaldung dieser Gegend hinderte jede Beobachtung über das Verhältniss dieser Neocomkalke zu den Sandsteinen.

Bald nach dem Aufschlusse der erwähnten eocänen Mergel tritt man mit der Strasse in das Trachytgebiet ein. Die Grenze zwischen Sandstein- und Trachytgebiet ist durch eine breite Zone von Trachytgeröll verdeckt, welche es stellenweise zweifelhaft erscheinen lässt, ob man sich schon im Gebiete der anstehenden Trachyte, oder noch in dem der Trümmermassen befinde. Jedenfalls sind durch dieses Vorkommen alle Beobachtungen über den wirklichen Südrand der Sandsteinzone ausgeschlossen, sowie überhaupt dieser Theil der ungarischen Flyschzone zu den minder klaren und instructiven zu zählen ist, und daher ein stratigraphisch-tektonisches Gesammtbild, wie wir es bei anderen Durchschnitten versuchten, hier auch nicht annäherungsweise gegeben werden kann.

IX. Mražnica-Schodnica.

Das Mražnicathal, ein kurzes, aber in mehrfacher Beziehung interessantes Querthal, verlässt das Gebirge etwa 1½ Meile südlich von der Stadt Drohobycs bei Boryslaw, dem weitaus bekanntesten und productivsten Petroleum- und Ozokeritfundorte Galiziens.

Es ist hier durchaus nicht unsere Absicht, das Oelrevier von Boryslaw selbst, mehr als es zum Abschlusse des zu skizzirenden Karpathensandsteindurchschnittes nöthig erscheint, in den Kreis unserer Betrachtung zu ziehen. Wir glauben dies heute umsomehr vermeiden zu sollen, als dieses so wichtige Gebiet noch im Laufe des nächsten Sommers zur geologischen Detailaufnahme gelangen wird, wo dann selbstverständlich zahlreichere und vollständigere Daten zur Beurtheilung desselben zur Verfügung stehen werden, als dermalen. Aus demselben Grunde glauben wir auch hier die bereits ziemlich umfangreiche Literatur über diesen Punkt nicht weiter berücksichtigen zu sollen.

Wie bekannt, liegt das Boryslawer Oelfeld in der den Nordrand der Karpathen begleitenden Zone neogener Salzthongebilde. Ausser den die Hauptmasse dieser Formation zusammensetzenden Thonen und gypsführenden Sandsteinen, wie wir sie bereits wiederholt im Contexte dieser Studien näher zu schildern Gelegenheit hatten, beobachteten wir hier auch (auf dem Wege nach Tustanowic und Truskawiec) jenes eigenthümliche Conglomerat, das wir (im ersten Theile dieser Studien) von Sloboda rungurska beschrieben, und namentlich seines eigenthümlichen, fremdartigen Geschiebemateriales wegen beachtenswerth gefunden hatten. Wir fanden hier dieselben grünen krystallinischen Schiefergesteine, wie sie von Hrn. Dr. Neminar (Studien, pag. 123) ausführlich beschrieben wurden.

In der Nähe des durch seine Schwefelquelle bekannten Bades Truskawiec östlich von Boryslaw kommen im Bereich der Salzformation auch jene Erze vor, deren schon Pusch in seiner geognostischen Beschreibung Polens (2. Theil, pag. 98) gedacht hat. Pusch erwähnt das südwestliche Fallen jener Formation und sagt, dass dort Mergel mit Sandstein, Gyps und Schieferthon abwechseln. „Sie führen ebenso wie die zu Swoszowicz gediegenen Schwefel eingesprengt, dabei aber zu gleicher Zeit eben so viel eingesprengten Bleiglanz und eine theils dichte, theils schaalige holzbraune Zinkblende, welche fälschlich mit Galmei verwechselt wurde. Alle drei Mineralien sind so untereinander gemengt, dass keines von ihnen eine separate Gewinnung gestattet, und der darauf begründete Bergbau ist wieder zum Erliegen gekommen.“

Wir besuchten die Halden des alten Bergbaues und konnten noch Proben der genannten Mineralien sammeln.

Schon oben (Seite [20] dieser Arbeit) haben wir gelegentlich der Besprechung des Kupfervorkommens bei Nadworna auf das theoretische Interesse hingewiesen, welches in dem Vorkommen von Erzen im Bereich der Salzformation liegt. Wir betonen dieses Interesse hier nochmals. Da übrigens nach Pusch (l. c. pag. 101) bei Monasterzec unweit Sanok am San-Fluss in einem Lager bunter Mergel auch gediegenes Kupfer in unregelmässigen Körnern und Kupfergrün sich findet, und da

dieser Punkt allem Anschein nach schon mitten in der eigentlichen Sandsteinzone liegt, so würde auch die letztere der Bedingungen der Erzbildung nicht ganz entbehrt haben.

Nach dieser Abschweifung, die uns der Leser verzeihen möge, kehren wir zur Beschreibung unseres Durchschnitts am Mražnicathal zurück.

Neben den in der Salzthonformation gewöhnlichen Gesteinstypen fanden wir zu unserer Ueberraschung auf den Schachthalden der Boryslawer Petroleumgruben auch Stücke von ganz echten Flyschgesteinen, nämlich hieroglyphenführenden, etwas krummschaaligen Sandsteinen, die einigermassen an die neocome Strzolka erinnerten. Wir kennen derartige Gesteine bisher aus dem Complexe der neogenen Salzformation nicht, und müssen es vorläufig dahingestellt sein lassen, ob sie letzterem wirklich angehören, oder vielleicht einer durch die tieferen Grubenbaue erreichten Aufbruchswelle älterer Bildungen entstammen. Die Möglichkeit des letzteren Falles kann nicht unbedingt ausgeschlossen werden, wenn man die mannigfaltigen, schon in unsern früheren Studien hervorgehobenen Anzeichen tiefgreifender Dislocationen berücksichtigt, welche gerade den Nordrand der Sandsteinzone zweifellos betroffen haben.

Die Aufnahmen des nächsten Sommers dürften wohl auch diese Frage zur Lösung bringen.

Die Boryslawer Salzthongebilde fallen am Gebirgsrande steil südwestlich, weiter gegen die Ebene hinaus aber vorwiegend steil nordöstlich.

An dem Hügel, welcher die Kirche von Boryslaw trägt, beginnt das eigentliche Karpathensandsteingebirge, und zwar mit der mehrfach erwähnten nordöstlichen Randzone von Menilitschiefern, welche hier in der gewöhnlichen petrographischen Erscheinung als schwarze Schiefer mit nicht seltenen Fischresten und Hornsteinbänken entwickelt sind. Dieselben fallen steil südwestlich.

Verfolgt man nun das Thal des Mražnica- (oder Tišmenica-) Baches aufwärts, so findet man zunächst unsere oberen Hieroglyphenschichten, dann grobe, massige Sandsteine mit Quarzitknollen, alles südwestlich fallend. Wir schreiten also hier bei stets gleichbleibender überkippter Schichtenstellung von den jüngeren zu den älteren Lagen vor.

Bei Mražnica erreicht man endlich die ältesten Glieder des Karpathensandsteincomplexes, die Ropiankaschichten. Bei der Brettsäge zeigen sich am linken Ufer zwei Halden alter Erdölgruben. Darunter stehen gewöhnliche Ropiankaschichten, graublaue, schaalige, kalkreiche Hieroglyphengesteine mit geknickter Schichtenstellung an. Dieselben Gesteine stehen beim Bohrthurme in Mražnica und noch weiter aufwärts im Bachbette an, dann folgen weiter südwestwärts lichte, sandige Lagen mit Fucoiden und Hieroglyphen, dann ein Wechsel von grünen Schiefern mit dünnen, kieseligen Sandsteinlagen, endlich wieder blaugraue Hieroglyphenschichten mit Sandsteinen.

Das Einfallen bleibt, abgesehen von sehr zahlreichen Knickungen und Faltungen, im allgemeinen nach Süd-West.

Im Streichen dieser Zone von Ropiankaschichten liegt, etwa $^1/_2$ Stunde gegen Süd-Ost, das bekannte reiche Petroleumvorkommen von Mražnica (Ropna).

Es sind hier über 100 Schachte angelegt worden, von denen dermalen 17 Oel geben. Der tiefste ist 72 Klafter tief, die meisten erreichten das Oel zwischen der 40. und 50. Klafter. Das Streichen ist h. $9^1/_2$, das Fallen sehr steil südwestlich, die Petrographie der Schichten bei den Oelgruben die in den Ropiankaschichten gewöhnliche.

Es treten hier stark salzhältige Schachtwässer auf, ohne dass man deshalb hier an das Vorkommen der neogenen Salzformation denken dürfte. Wir befinden uns hier ganz evident im Gebiete der ältesten Karpathensandsteinetage, die durch die vollständige Reihe der ganzen Sandsteingruppe: massige Sandsteine, obere Hieroglyphenschichten, Menilitschiefer, von der randlichen Salzthonzone getrennt ist.

Zwischen Mrażnica und Schodnica erhebt sich der Höhenzug Buchow, über dessen gegen Nord-Ost ziemlich steilen Abhang die Strasse, das Tismenicathal bei den letzten Häusern des Dorfes Mrażnica (noch unterhalb der eben berührten Oelgruben Ropna) verlassend, sich in Serpentinen hinanzieht.

Man überschreitet hier die Schichtenköpfe massiger Sandsteine der mittleren Gruppe, welche mit stetigem südwestlichen Einfallen bis an den Kamm anhalten, dann folgen (am Südwestgehänge) obere Hieroglyphenschichten, zuweilen mit bunten Mergeln vergesellschaftet, hierauf (jedoch nur stellenweise) dichter, mürber Sandstein (dem so häufig an der oberen Grenze der oberen Hieroglyphenschichten beobachteten Sandstein von Holowiecko entsprechend), endlich (vor Schodnica) gewöhnliche Menilitschiefer mit Fischschuppen und Bänken gestreifter Hornsteine. In der erwähnten Zone oberer Hieroglyphenschichten befinden sich zwei dermalen nicht in Betrieb stehende Petroleumgruben.

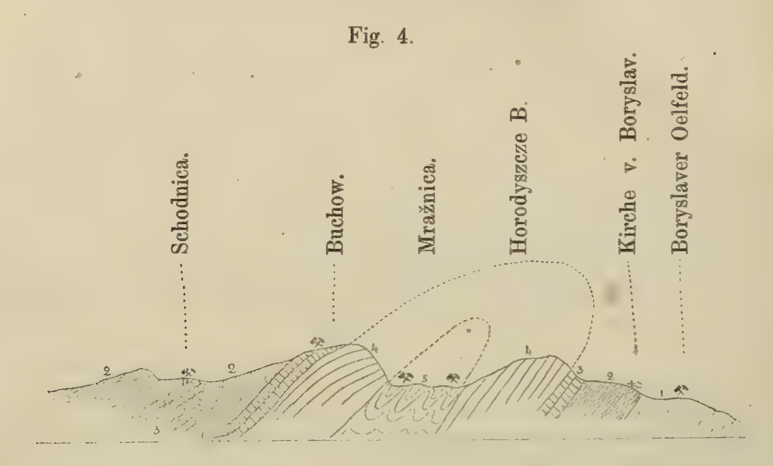
Betrachtet man diese Schichtenfolge zwischen Mrażnica und Schodnica, so zeigt sich, dass dieselbe eine genaue Wiederholung der zwischen Borysław und Mrażnica entwickelten, nur in umgekehrter Reihenfolge, darstellt.

Da wir nun aus zahlreichen, im Contexte dieser Studien wiederholt zur Sprache gelangten Beispielen wissen, dass die Menilitschiefer jünger als die oberen Hieroglyphenschichten sind, so ist die Reihe zwischen Schodnica und Mrażnica die normale, die zwischen Boryslaw und Mrażnica die überkippte; und die Schichten bei Mrażnica, welche das tiefste Glied der normalen und das höchste Glied der überkippten Reihe darstellen, müssten schon aus diesem Grunde, selbst wenn ihre petrographische Beschaffenheit nicht die der gewöhnlichen Ropiankaschichten wäre, mit Sicherheit als die ältesten, durch einen schief gegen Nord-Ost gebogenen Sattelaufbruch an die Oberfläche gelangten Gebilde des Durchschnittes erkannt werden.

Wir befinden uns mit dieser Auffassung, die wir durch den beifolgenden Durchschnitt (Fig. 4) anschaulich zu machen suchen, in directem Gegensatze zu der Deutung, die Hr. Pošepny (Jahrbuch d. geol. R.-A. 1865, III. H.) den Lagerungsverhältnissen bei Mrażnica zu geben sucht. Auf einer von Hrn. Pošepny (l. c. pag. 356) gegebenen Profilskizze erscheinen die Ropiankaschichten von Mrażnica nämlich mit den Menilitschiefern, von denen sie doch durch die auch von Hrn. Pošepny als älter betrachteten Sandsteine des Buchow und Horodyszcze getrennt sind, identificirt und diesen letzteren Sandsteinen

muldenförmig aufgelagert, eine Anschauung, die nach dem oben Mitgetheilten wohl keiner weiteren Widerlegung bedarf.

Fig. 4.



1. Neogene Salzthonformation.
2. Menilitschiefer.
3. Obere Hieroglyphenschichten, bunte Mergel und Sandstein von Holowiecko.
4. Massige und plattige Sandsteine.
5. Ropiankaschichten.

Der Sattelaufbruch der Ropiankaschichten von Mražnica ist dem Streichen nach gegen Süd-Ost sehr weit verfolgbar. Zunächst treffen wir ihn wieder in Horb bei Orow, wo ebenfalls auf Petroleum gebohrt wurde; auch hier traf man stark salzhältige Wässer; der Gasauftrieb war während unserer Anwesenheit ein sehr bedeutender, lohnende Oelmengen waren zwar noch nicht erreicht, doch erschien uns dieser Punkt als recht versprechend. Unterhalb Orow beobachtet man im Bachbette sehr schön die sattelförmige Schichtenstellung der Ropiankaschichten. Im genannten Orte sahen wir Bruchstücke von fossilführenden Sandsteinen im Bachbette. Es zeigten sich die häufig beobachteten Bryozoën, daneben ein undeutlicher Durchschnitt, der etwa einer grossen Dactylopore oder vielleicht auch einem Belemniten entsprechen dürfte, endlich ein leider ebenfalls sehr undeutlicher Steinkern, der noch am ehesten an eine Exogyra erinnern könnte. Weiter hinab im Längenthale des Stynawkabaches ist dieser Aufbruch relativ älterer Karpathensandsteine noch vielfach markirt; die letzte südöstliche Andeutung desselben ist das Auftauchen von Ropiankaschichten, das wir südlich von Monasterzec am Stryi-Ufer beschrieben.

Kehren wir nun nach Schodnica zurück; hier sind, wie erwähnt, vorwiegend Menilitschiefer entwickelt. In der Mitte derselben tritt jedoch, wie der obige Durchschnitt zeigt, ein kleiner Aufbruch der oberen Hieroglyphenschichten sammt dem dazugehörigen Sandsteine (dem Sandsteine von Holowiecko) zu Tage. Man kann diesen Aufbruch an der, von den Oelgruben gegen das Buchowgasthaus hinaufführenden Strasse, gleich nordöstlich neben der Umfriedung der Schachtgebäude, beobachten.

Die bekannten reichen Oelschachte von Schodnica sind am Südwestrande dieses Aufbruches (also bei dem allgemeinen Südwestfallen der Schichten, im Hangenden der oberen Hieroglyphenschichten) angelegt, durchteufen die Menilitschiefer und erreichen in den Hieroglyphensandsteinen ihren zuweilen sehr bedeutenden Oelreichthum. Auch in den Menilitschiefern selbst werden zuweilen dünne, mit Petroleum imprägnirte Sandsteinlagen (sogenannte Baudurki) angefahren. Die Productivität derselben ist jedoch im Vergleiche zu der des Hauptniveaus (der Hieroglyphenschichten) verschwindend.

Es ist von Interesse, auf der geologischen Karte diesen erwähnten, bei Schodnica ziemlich schmalen Aufbruch älterer Schichten im Menilitschiefer gegen Südost zu verfolgen. Man kann hier in der angedeuteten Richtung ein stetiges Zunehmen der Energie des Aufbruches beobachten. Südöstlich von Schodnica wird die Zone der oberen Hieroglyphenschichten und Holowiecker Sandsteine breiter; weiter gegen Süd-Ost, bei Urycs, tritt am Nordostrande derselben schon das nächstältere Glied, der massige Sandstein der mittleren Gruppe, an die Oberfläche; dieser gelangt gegen Süd-Ost zu immer mächtigerer Entwickelung, wird zu einer breiten bis an den Stryifluss bei Synowudsko sich fortsetzenden Zone, und zeigt endlich an seinem Nordostrande abermals das Hervortreten eines älteren Gliedes, der mehrfach geschilderten Bryozoënschichten. Derselben Aufbruchszone gehören auch die Erdölvorkommen bei Urycs an. Ziemlich gute Spuren von Oel haben sich im Bereich der oberen Hieroglyphenschichten an der oberen Pereprostyna gezeigt. Andere mehr in der Nähe von Urycz gelegen, treten im Bereich der dort stellenweise ziemlich steil gestellten Menilitschiefer auf. Am oberen Ende des Dorfes beobachtet man in diesen Schiefern ein Schichtstreichen, welches quer gegen das Gebirgsstreichen verläuft.

X. Bóbrka.

Die Gegend von Bóbrka im Sanoker Kreise besitzt für das Studium der galizischen Karpathensandsteinzone in mehrfacher Beziehung eine gewisse Wichtigkeit. Einerseits — in stratigraphischer Beziehung — durch den Umstand, dass hier vor längerer Zeit durch die Herren Ober-Berg-Commissär Walter und Prof. v. Alth ein sicher erkennbarer Nummulit im anstehenden Karpathensandsteine beobachtet worden war, wodurch ein paläontologischer Anhaltspunkt zur Deutung einer weitverbreiteten, bis nun ziemlich zweifelhaften Karpathensandsteinetage (der in den vorigen Abschnitten mehrfach erwähnten „oberen Hieroglyphenschichten“) gegeben erscheint; andererseits auch in volkswirthschaftlicher Beziehung, indem der Petroleumbergbau der genannten Gegend neben dem von Boryslaw und Schodnica wohl einer der entwickeltsten und productivsten der Sandsteinzone sein dürfte. Ueber dieses Gebiet hat bereits J. Noth (Jahrb. d. geol. R.-A. 1868, 2. H.) eine Notiz veröffentlicht, die jedoch bei den vollständig geänderten Anschauungen, die wir heute über die gesammte Karpathensandsteingeologie gewonnen haben, für unsere Zwecke wohl keine Berücksichtigung mehr beanspruchen kann.

Betrachten wir das Thal des Jasiolkaflusses, welches von Svieržowa bis Lęki einen sehr gut aufgeschlossenen Durchschnitt bietet.

Am rechten Ufer, nordnordwestlich von Svieržowa durch einen kleinen Steinbruch für Bauzwecke aufgeschlossen, finden wir das tiefste Glied dieses Durchschnittes. Es ist ein homogener, meist ziemlich feinkörniger, blaugrauer, bräunlich verwitternder Sandstein, der in einzelnen, der Schichtung parallelen Flächen viel weissen Glimmer enthält. Er zeigt keine Hieroglyphen, keine Fucoiden und keine Kalkspathadern, und ist in ziemlich mächtigen Bänken geschichtet. Das Streichen ist, wie bei allen Schichten dieses Durchschnittes, von Nord-West nach Süd-Ost (hor. 9), das Fallen südwestlich.

Dieser Sandstein ähnelt einigermassen dem Wiener Sandsteine des Kahlengebirges, ist aber selbst im Innern ganz frischer Stücke stets viel mürber als dieser und kann mit demselben überhaupt nicht zusammengestellt werden, denn der Wiener Sandstein ist, wie die Inoceramenfunde in demselben beweisen, cretacisch, während unser Sandstein sehr eng mit sicher eocänen Gebilden zusammenhängt.

Schon im Steinbruche sieht man ihn in den höheren Lagen mit Schichten abwechseln, die wir etwas weiter aufwärts, unter der Brücke von Svieržowa, sehr gut aufgeschlossen finden, und die von hier flussaufwärts bis über Wročanka hinaus herrschend bleiben. Es sind dünngeschichtete, graue, zuweilen kalkige, aber keine Kalkspathadern zeigende Sandsteine, mit meistens sehr ausgesprochener krummschaaliger Structur. Hieroglyphen treten hier ebenfalls noch nicht auf.

Unterhalb des ehemaligen Edelhofes von Wročanka schalten sich wieder dickere Bänke groben Sandsteines diesem Complexe ein, und von hier aufwärts ist die petrographische Zusammensetzung desselben überhaupt etwas mannigfaltiger. Mit den stets herrschend bleibenden grauen, dünnbankigen, krummschaaligen Schichten, beobachtet man in rascher Wechsellagerung: dicke Bänke grober Sandsteine, linsenförmige Lagen fester, hydraulischer Kalkmergel, verschieden gefärbte, weiche Mergelschiefer, einige Lagen von schwarzen, blätterigen, bituminösen, gelb verwitternden Schiefern, wie sie sonst häufig in den echten Menilitschiefern aufzutreten pflegen, endlich auch eine nur wenige Zoll mächtige Bank eines festen, im Innern etwas glasigen Sandsteines, dessen gelbliche Schichtfläche mit Hieroglyphen bedeckt ist.

Hier haben wir nun wieder den wohlbekannten Typus unserer „oberen Hieroglyphenschichten“ vor uns, sowohl durch die petrographische Beschaffenheit des hieroglyphenführenden Sandsteines selbst, als auch durch die Verbindung mit den schwarzen, blätterigen, gelb verwitternden Schiefern markirt, eine Vergesellschaftung, die wir bereits von Korostow im Oporgebiete beschrieben haben.

In Wročanka treten auch Petroleumspuren in diesem Complexe auf.

Alle diese Schichten fallen bei Wročanka nach Süd-West, zeigen dann flussaufwärts zuerst am rechten, dann am linken Ufer mehrfache Knickungen und Sattelbildungen (wie der beifolgende Durchschnitt Fig. 5 zeigt, auf welchem keine ideellen, sondern durchwegs nur beobachtete Schichtenstellungen eingezeichnet sind) und werden endlich (am

linken Ufer) von einer Partie echter Menilitschiefer, mit vielen Lagen schöner, gestreifter Menilite (ganz wie in Schlesien) überlagert.

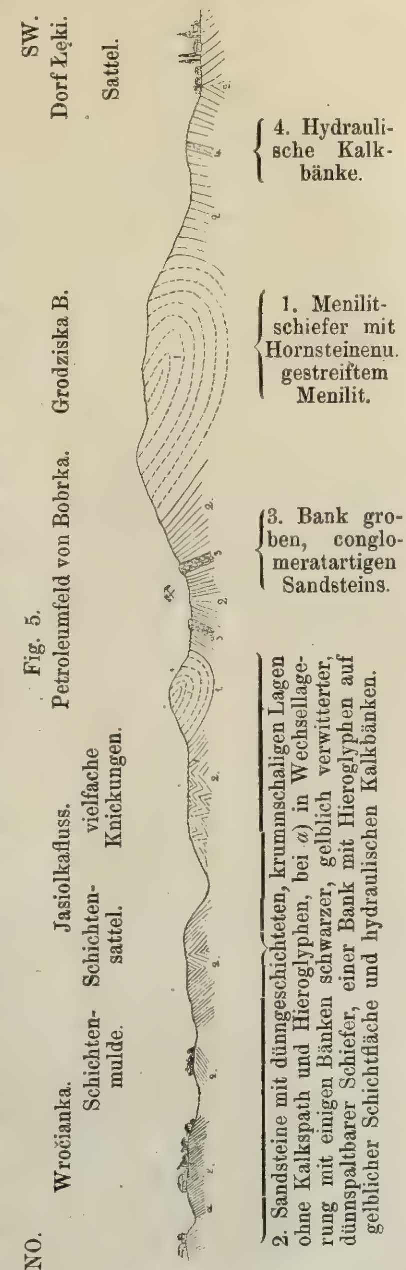


Fig. 5. Petroleumfeld von Bobrka.

Diese erste nördliche Menilitschieferpartie bildet dem Streichen nach keine zusammenhängende Zone, sondern ist vielfach unterbrochen, in einzelne Schollen aufgelöst.

Jenseits dieser hier sehr wenig ausgedehnten Menilitschieferpartie kommen dieselben Schichten, wie wir sie bei Wročanka kennen lernten, wieder hervor; sie bilden hier einen deutlichen Aufbruch mit antiklinaler Schichtenstellung. Hier sind die dermalen in Betrieb stehenden, sehr ergiebigen Petroleumgruben von Bóbrka in diesen Schichten angelegt. Der Petroleumzufluss erfolgt hier in grosser Teufe (über 100 Meter), ist aber sehr bedeutend, nach Mittheilung circa 20.000 Ctr. pr. Jahr. Erfahrungsmässig lässt aber die Ergiebigkeit der einzelnen Schachte nach einigen Jahren nach, daher stets durch Anlage neuer Schachte Ersatz geschaffen werden muss.

Im Streichen dieses petroleumreichen Aufbruchssattels, am rechten Jasiolkaufer, wurde der obenerwähnte Nummulit gefunden.

Es müssen sonach alle in der Gegend von Bóbrka entwickelten Schichten bei dem engen Zusammenhange, in welchem dieselben sämmtlich zu einander stehen, der Eocänformation zugerechnet werden, ebenso wie die aequivalenten „oberen Hieroglyphenschichten“ Ost-Galiziens, die Schichten von Porohy, die bei Ludwikówka zwischen den massigen Sandstein und die Menilitschiefer sich einschaltenden Schichten, die petroleumführenden Schichten von Schodnica und Pohar etc., endlich wohl sicher auch die oberen Hieroglyphenschichten von Ojtos in Siebenbürgen.

Südlich vom petroleumführenden Aufbruche folgen wieder Menilitschiefer, den höher ansteigenden, dem Streichen nach gegen Nord-West weit verfolgbaren Höhenzug des Grodzisko-Berges bildend, und jenseits dieses Zuges erreicht man einen abermaligen

Sattelaufbruch der Schichten von Wročanka, in welchem die Orte Leki und Kobilany liegen.

Noch weiter südwärts scheinen solche Sattelaufbrüche der oberen (eocänen) Hieroglyphenschichten zwischen Menilitschieferzügen noch mehrfach aufzutreten.

Eine genaue Wiederholung der eben geschilderten, zwischen Wročanka und Leki zu beobachtenden Verhältnisse ergibt ein Paralleldurchschnitt längs der Fahrstrasse von Kobilany nach Chorzowka.

Im Allgemeinen zeigen die Verhältnisse von Bóbrka mit denen von Schodnica und Pohar insoferne grosse Analogie, dass an diesen drei Punkten die oberen Hieroglyphenschichten und nicht die Menilitschiefer das Hauptniveau der Petroleumführung sind, wenn auch, wie wir in Koziowa und Schodnica sehen, die den Menilitschiefern eingelagerten Sandsteinlagen ebenfalls in geringerem Masse petroleumführend sind.

Es scheint uns mit der Erhärtung dieser Thatsache ein weiterer nicht unwichtiger und praktisch verwerthbarer Schritt gethan zu sein zu einer rationelleren Basis, auf welcher die Schürfungen auf Petroleum in den galizischen Karpathen endlich gelangen müssen, soll die Production dieses, für das Land so werthvollen Naturproductes nicht beständig unter dem Drucke der namhaften Anlagscapitalien leiden, welche durch die, theils ganz planlos, theils — was noch schlimmer ist — unter Zugrundelegung amerikanischer Lagerungsverhältnisse eingeleiteten Schurfarbeiten verschlungen werden.

Der erste Schritt in dieser Richtung war gethan worden, als es einem von uns gelungen war, nachzuweisen, dass das Petroleum der galizischen Karpathen (mit Ausschluss des dem neogenen Salzthon angehörigen) nicht nur im obersten Niveau, den Menilitschiefern, sondern auch im geologisch tiefsten Niveau der Karpathensandsteingruppe, den Ropiankaschichten, auftrete. Nun haben wir mit Sicherheit ein neues petroleumreiches Niveau, die oberen eocänen Hieroglyphenschichten, kennen gelernt. Die genaue Kenntniss und Berücksichtigung dieser Niveaus ist für jede rationelle Petroleumschürfung eine unabweisliche Nothwendigkeit.

Schlussbemerkungen.

In den Schlussbemerkungen zu unseren ersten Studien hatten wir versucht, in Kürze die allgemeinen Ergebnisse zusammenzufassen, welche sich bis dahin aus dem Gesammtmaterial der Beobachtungen über die Karpathensandsteine ableiten liessen. Im Grossen und Ganzen müssen wir jene Ausführungen auch heute noch als zutreffend betrachten und können uns deshalb, um unnöthige Wiederholungen zu vermeiden, an dieser Stelle damit bescheiden auf jene Ausführungen zu verweisen. Doch ergaben sich selbstverständlich aus der Fortsetzung unserer Beobachtungen über andere, damals noch völlig unbekannt gebliebene Theile der Sandsteinzone einige Thatsachen, welche als Ergänzung unserer damaligen Anschauung dienen können.

Diese Ergänzung bezieht sich zum Theil auf die Modificationen, welchen die einzelnen Glieder der in Rede stehenden Schichtenreihe

in den von uns neu untersuchten Gebieten unterworfen erscheinen, zum Theil auf die genauere Kenntniss, welche wir über die Stellung einzelner dieser Glieder erwarben.

In letzterer Hinsicht ist es besonders die Kenntniss der unteren Abtheilung der oberen Karpathensandsteine, welche einen wesentlichen Schritt vorwärts gemacht hat, derart, dass damit auch über manche bei unseren früheren Studien im Pruth- und Czeremosz-Gebiete noch zweifelhaft gebliebene Punkte einiges Licht verbreitet wird.

Schon in einem kurzen Reisebericht in den Verhandlungen der Reichsanstalt (Paul, l. c. 1878 pag. 59) hat Einer von uns auf die oberen Hieroglyphenschichten als auf eine besonders markirte Abtheilung der karpathischen Sandsteingebilde hingewiesen.

Wussten wir auch bereits früher, dass das Vorkommen der sogenannten Hieroglyphen nicht auf eine einzige Zone der Karpathensandsteine angewiesen bleibe, so schien es doch, als ob dasselbe auf gewisse Glieder der unteren und mittleren Gruppe beschränkt sei und als ob im Bereich der oberen Karpathensandsteine nur hie und da Spuren jener eigenthümlichen Protuberanzen vorhanden seien. Jetzt können wir mit Bestimmtheit auch von einem Hieroglyphenniveau in der unteren Abtheilung der oberen (eocänen) Karpathensandsteine sprechen.

Ein massgebendes Profil für die Erkennung der relativen Stellung dieser Schichten ist das der Eocänmulde von Ludwikówka. Ebenso wird die Stellung der betreffenden Ablagerung zwischen den Sandsteinen der mittleren Gruppe und den Menilitschiefern völlig klar in der Gegend von Kamionka, im Durchschnitt von Sopot nach Maidan, bei Huta oberhalb Skole und an verschiedenen anderen Punkten, die wir im Verlauf unserer Auseinandersetzung erwähnt haben. Dass diese oberen Hieroglyphenschichten, wie wir sie nennen wollen, schon dem Eocän und nicht mehr den cretacischen Sandsteinbildungen angehören, beweist der Fund eines Nummuliten in denselben bei Bóbrka, sowie der Fund eines Nummuliten in den grünen Mergeln, welche direct unter dem Nummulitenkalksandstein von Pasieczna liegen, welche jetzt als mit den oberen Hieroglyphenschichten identisch erkannt worden sind, denn wenn wir auch bei unserer ersten Beschreibung von Pasieczna angaben, dass die hieroglyphenartigen Wülste auf den Schichtoberflächen der diesen Mergeln eingelagerten Sandsteine undeutlich und nicht häufig seien, so hat sich doch später ergeben, dass die in der directen Fortsetzung der grünen Mergel von Pasieczna befindlichen, den Nummulitenkalksandstein von Buchtowiec unterteufenden grünlichen Sandsteine und Mergel die ausgesprochensten und deutlichsten Hieroglyphen führen, die sich denken lassen.

Wir wiederholen hier, was wir bei Beschreibung der einzelnen Durchschnitte gelegentlich bereits betont haben, dass diese oberen Hieroglyphenschichten sich, abgesehen von der Lagerung, auch petrographisch von den Ropiankaschichten insofern unterscheiden, als sie immer kalkarm und viel kieseliger sind als die Ropiankaschichten. Nie haben wir in denselben strzolkaartige Lagen gesehen. Auch Fucoidenschiefer wurden in denselben in der Regel nicht beobachtet. Endlich ist auch die grünliche Farbe der oberen Hieroglyphenschichten ein Unterscheidungsmerkmal derselben den echten Ropiankaschichten

gegenüber. Freilich kann diese grüne Farbe auch wieder Grund zur Verwechselung unserer Schichten mit den zuweilen grünlichen und gelblichen Hieroglyphenschichten geben, welche an manchen Orten Ost-Galiziens unmittelbar an der Basis der mittleren Gruppe und direct über den Ropiankaschichten vorkommen. Bei derartigen zweifelhaften Fällen muss die sorgfältige Untersuchung der Lagerungsverhältnisse die Entscheidung geben.

Man darf hier wohl auch nochmals daran erinnern, dass unsere Beobachtungen am Ojtos-Pass in Siebenbürgen ebenfalls die Existenz zweier einander petrographisch in mancher Beziehung ähnlicher, durch das Vorherrschen der grünen Gesteinsfarbe ausgezeichneter Hieroglyphenniveaus unmittelbar über und unmittelbar unter dem dortigen massigen Sandstein der mittleren Gruppe erwiesen haben, von welchen das untere Niveau noch über den wirklichen Ropiankaschichten liegt, während das obere von eocänen Sandsteinen bedeckt wird.

Jetzt, nachdem wir also über die Stellung der oberen Hieroglyphenschichten mit Sicherheit unterrichtet sind, und nachdem wir wissen, dass dieselben hie und da gewissen Faciesänderungen unterworfen sein können, wie wir im Verlauf der Arbeit schon angedeutet haben und worauf wir auch noch zurückkommen, können wir auch gewisse Ablagerungen, deren Stellung wir in unseren ersten Studien noch einigermassen zweifelhaft liessen, näher deuten.

Wir sagten damals in unseren Schlussbemerkungen bei Besprechung des Sandsteines von Jamna und der mittleren Gruppe der Karpathensandsteine (l. c. pag. 117 [85]): „Nach oben endlich werden die Schichten des Sandsteines dünner, es zeigen sich zuweilen wieder gelbliche Hieroglyphenschichten oder Conglomerate, die denen der unteren Abtheilung sehr ähnlich sind, oder sehr verschiedenartige Schieferlagen. Wo die oberen Lagen der mittleren Abtheilung in der erwähnten Weise entwickelt sind, ist die Grenze gegen die obere Abtheilung gewöhnlich ziemlich undeutlich.“ Ferner schrieben wir bei Gelegenheit der Besprechung der oberen Karpathensandsteine (pag. 120 [88]): „Nicht so sicher in dieser Beziehung blieb leider eine ziemlich verbreitete Gesteinszone, die sich von Zabie über Worochta bis Jablonica am Tartarenpass hinzieht, constant auf dieser Erstreckung die Ablagerungen der oberen von denen der mittleren Abtheilung trennend. Die Horizontirung dieser Zone muss erst von dem Fortschreiten der Untersuchungen gegen Westen erwartet werden.“

Es waren uns also gewisse Bildungen zwischen den sicher cretacischen und den sicher eocänen (bezüglich oligocänen) Schichtencomplexen aufgefallen, deren Zuziehung zu den mittleren oder zu den oberen Karpathensandsteinen von uns nur nach dem uns damals erkennbaren Grade grösserer oder geringerer Wahrscheinlichkeit erfolgen konnte, wenn wir auch auf Grund der beobachteten Lagerungsverhältnisse wenigstens über die relative Position derselben innerhalb der ganzen Schichtenreihe meist nicht im Zweifel sein konnten.

Eine derartige Ablagerung beschrieben wir z. B. im speciellen Theil unserer damaligen Arbeit (pag. 101 [69]) aus der Gegend von Zabie. Diese Ablagerung überlagert nördlich von Zabie den massigen Sandstein oberhalb der Einmündung der Berecznica in den Czeremosz.

„Es sind zum Theil intensiv grüne, kieselige Sandsteinschiefer, in unregelmässige Knollen von gerunzelter Oberfläche zerbröckelnd. Ihnen sind feinkörnige, stark kieselige Sandsteinlagen eingeschaltet, die stellenweise in ein Gestein von scharfkantigen Bruchflächen mit glasigem Glanz übergehen u. s. w." Wenn man hiermit die Beschreibungen vergleichen will, die wir in dieser jetzigen Arbeit an mehreren Stellen von den Gesteinen der oberen Hieroglyphenschichten gegeben haben, so wird man die Aehnlichkeit dieser Beschreibungen unschwer herausfinden. Es fehlen dort an der Berecznica eben nur die Hieroglyphen, oder vielmehr dieselben konnten nicht beobachtet werden. Wir hoben damals auch bestimmt hervor, dass wir durch die grünen, kieseligen und knolligen Schiefer an die unterste Partie des Eocäns von Pasieczna erinnert wurden, und anderntheils betonten wir, dass die „beim Schlagen in scharfkantige Stücke zerfallenden, auf frischen Bruchflächen glasig glänzenden Sandsteine bereits als eine Andeutung derjenigen Facies des Eocäns betrachtet werden" dürften, welche man in der Bukowina Schipoter Schichten genannt hat. Wir liessen auch damals die Stellung der betreffenden Ablagerung nur deshalb im Zweifel, weil wir nicht „gut charakterisirte Formationsgruppen durch Beiziehung minder gut bezeichneter Gesteinsfolgen" discreditiren wollten.

Ein anderer Punkt, an welchem wir auf Grund unserer damaligen Beobachtungen heute das Vorkommen eocäner oberer Hieroglyphenschichten annehmen, obschon die Vergesellschaftung der Gesteinstypen eine etwas andere ist als etwa in den gleichalterigen Bildungen von Ludwikówka, befindet sich am Pruth kurz unterhalb Worochta, wovon wir in der citirten Arbeit eine genauere Beschreibung (l. c. pag. 85 [55]) gegeben haben. Bei Worochta fanden sich sogar Hieroglyphen in dem betreffenden Schichtencomplex, welcher die massigen Sandsteine des Rebrowac-Magura-Zuges überlagert und von echten Menilitschiefern bedeckt wird.

Die grünen und rothen, mit festeren Bänken wechselnden Thone oberhalb Tartarow (l. c. pag. 84 [52]), welche wir übrigens damals schon zum Eocän stellten, die kieseligen Sandsteine und die grünen Schiefer von Bystrec oberhalb Zabie, jenseits der Kostricakette, sowie vielleicht auch die dünngeschichteten Lagen mit warzenförmigen Hieroglyphen, welche nach oben zu mit grünen Schiefern wechsellagernd bei Jamna den massigen Sandstein bedecken (l. c. pag. 82 [50]), könnten hier ebenfalls erwähnt werden. Auch verschiedene andere grüne, mergelige und schieferige Gesteine unterhalb der Menilitschiefer, die wir schon früher dem Eocän zutheilten, worüber man in unserer ersten Arbeit die betreffenden Stellen nachlesen mag, sind wenigstens als theilweise Aequivalente der oberen Hieroglyphenschichten aufzufassen.

Natürlich wird dabei dort, wo der Nummulitenkalksandstein von Pasieczna eine sichere Vertretung nicht besitzt, dieselbe theils in den Menilitschiefern, theils aber auch in den oberen Hieroglyphenschichten oder deren Aequivalenten gesucht werden müssen, weshalb man eine vollkommen genaue Parallelisirung der betreffenden Bildungen dann nicht erreichen kann.

So ausgesprochen und kenntlich nun auch der Typus der oberen Hieroglyphenschichten an den Orten ihrer normalen Entwickelung sein mag, so darf bei denselben ebensowenig wie bei den anderen Gliedern der karpathischen Sandsteinzone der Umstand unbeachtet bleiben, dass die Gesteinsentwickelung der betreffenden Zone nach verschiedenen Verbreitungsrichtungen hin grösseren Modificationen unterliegen kann.

Zunächst erinnern wir daran, dass die betreffenden Schichten, wie sich aus den vorangegangenen Detailschilderungen ergibt, an vielen Punkten, wie z. B. bei Kamionka, bei Huta und bei Holowiecko von ziemlich homogenen, grauen, feinkörnigen, kieseligen Sandsteinen überlagert werden, die ihrerseits keine Hieroglyphen enthalten und sich durch die Bildung grösserer, aus kleineren Sandsteinfragmenten bestehender Schutthalden an den Gehängen der daraus zusammengesetzten Berge auszeichnen.

Wir haben diesen Sandstein den Sandstein von Holowiecko genannt. Da nämlich die Kenntniss der Karpathensandsteine zunächst aus sich heraus und auf dem eigenen karpathischen Boden entwickelt werden muss, ehe an eine in's Detail gehende Parallelisirung mit fest bestimmten engeren Horizonten ausserhalb der Karpathen gedacht werden kann, so können wir der Localbezeichnungen für gewisse Bildungen vor der Hand noch nicht entbehren.

Insofern der Sandstein von Holowiecko bei seiner Zwischenstellung zwischen den eigentlichen oberen Hieroglyphenschichten und den Menilitschiefern eine ähnliche relative Lagerung aufweist wie der Nummulitenkalksandstein von Pasieczna, so ist die Vermuthung sehr berechtigt, dass man in ersterem ein ungefähres Aequivalent des letzteren vor sich habe.

In seiner Petrographie, namentlich in Bezug auf das stark kieselige Aussehen und den oft etwas glasigen Glanz der Bruchflächen erinnert er sowohl, als ein Theil der den eigentlichen oberen Hieroglyphenschichten eingeschalteten Sandsteine an die Schipoter Sandsteine der Bukowina, obschon wir damit keine absolut genaue Parallele aufstellen wollen, denn die Schipoter Schichten der Bukowina und des oberen Czeremosz-Gebietes entsprechen einem geologisch weiteren Rahmen als dem des relativ eng begrenzten Niveaus der Sandsteine von Holowiecko.

Die Schutthaldenbildung an den Gehängen der aus dem Sandstein von Holowiecko bestehenden Berge erinnert etwas an die Schutthaldenbildung an den Gehängen der aus dem massigen Sandstein von Jamna bestehenden Berge, namentlich in den Fällen, wo die Massigkeit des letzteren etwas abnimmt und die Schuttelemente an den Gehängen in Folge dessen relativ kleiner und von gleichmässigerer Grösse werden. Stellenweise, wie z. B. namentlich in dem höheren Gebirgszuge, den man am Opor zwischen Tuchla und Sławsko schneidet, spielt der Sandstein von Holowiecko auch orographisch eine ähnliche Rolle wie der Sandstein von Jamna. Wir wollen deshalb die Möglichkeit nicht ausschliessen, dass wir früher, ehe die Natur und die Stellung des Sandsteins von Holowiecko genauer bekannt waren, in einigen Fällen die beiden Sandsteine verwechselt oder doch nicht genügend auseinandergehalten haben. Hat man aber einmal die Kennt-

niss von der eigenthümlichen Beschaffenheit des Sandsteins von Holowiecko erlangt, dann fällt es nicht schwer, ihn in der Natur von dem Sandstein von Jamna zu trennen, selbst in dem Falle, dass z. B. die oberen Hieroglyphenschichten fehlen würden, oder dass man es mit undeutlichen oder ungenügend aufgeschlossenen Lagerungs-Verhältnissen zu thun hätte. Dass man es aber in der That mit zwei von einander verschiedenen Bildungen zu thun habe, dass der Sandstein von Jamna wirklich eine der Zeit nach von dem Sandstein von Holowiecko verschiedene Bildung sei, wenngleich nicht nur der letztere, sondern in einigen Fällen auch der erstere, wie z. B. nördlich von Tartarow, direct von Menilitschiefern bedeckt wird, das beweist unter Anderem mit wünschenswerthester Evidenz das lehrreiche Profil von Kamionka, östlich von Skole, wo die beiden Sandsteinbildungen räumlich nicht weit von einander in ziemlicher Mächtigkeit und in recht typischer Weise entwickelt sind.

Wo nun der Sandstein von Holowiecko vorhanden ist, dort wird es leicht, die oberen Hieroglyphenschichten von den Menilitschiefern zu trennen. Aber nicht überall geben die Verhältnisse dem Geologen ein so bequemes Mittel in die Hand, denn jener Sandstein kann local ganz verschwinden, ähnlich dem Nummulitenkalksandstein von Pasieczna, und wird dann augenscheinlich durch Bildungen ersetzt, die theils seinem unmittelbaren Hangenden, theils seinem unmittelbaren Liegenden entsprechen oder mit anderen Worten die oberen Hieroglyphenschichten, bezüglich deren Aequivalente werden dann unmittelbar von Menilitschiefern überlagert.

Man sollte, wenn man die Beschreibungen liest, die wir von dem Aussehen dieser letztgenannten beiden Ablagerungen gegeben haben, meinen, dieselben seien derart verschieden, dass man eine Trennung der betreffenden Bildungen mit Leichtigkeit vornehmen könnte. In vielen Fällen ist dies auch der Fall, aber überall gelingt dies nicht. Wir erinnern z. B. an die diesbezüglichen Verhältnisse in der oberen Mizunka, wo beide Bildungen in einander übergehen und einen ganz zusammengehörigen Schichtencomplex darzustellen scheinen, in welchem allerdings die beiden Abtheilungen noch dadurch angedeutet bleiben, dass Hornsteinlagen nur in der oberen, grüne Sandsteinlagen mit Hieroglyphen nur in der unteren Hälfte dieses Schichtensystems vorkommen, während freilich gewisse, sonst für die Menilitschiefer charakteristische Schiefertypen auch in der unteren Hälfte zusammen mit den Hieroglyphenbänken gefunden werden.

Wir haben im Verlauf dieser Arbeit schon einmal die Gelegenheit ergriffen, darauf hinzuweisen, wie sonst für die Menilitschiefer bezeichnende Schiefertypen sich an einigen Punkten auch in der neogenen Salzformation wiederholen können, wir sahen aber auch, dass dieselben Typen stellenweise schon etwas vor der Hauptentwicklung der Menilitschiefer sich eingestellt haben. Aus solchen Thatsachen geht eben die Anschauung einer allmäligen Bildung und Entwickelung innerhalb der Sandsteinzone hervor.

Noch müssen wir darauf hinweisen, dass die eocänen Schieferbildungen im oberen Opor-Gebiet und bei der Wasserscheide zwischen der Mizunka und dem Nagyagflusse, wenn wir dieselben auf den Karten

auch den Menilitschiefern zutheilten, mit welchen sie in vielen ihrer Varietäten noch die meiste Aehnlichkeit haben, doch wohl im Allgemeinen einem etwas tieferen Niveau entsprechen, da wir eigentliche Hornsteine in diesen Schiefern nicht auffanden. Insofern wir auch gesehen haben, dass Schiefer vom Menilitschiefertypus sich gegen die ungarisch-galizische Wasserscheide zu ohnehin in den oberen Hieroglyphenschichten einstellen, ist sogar die Annahme, dass wir es in der Hauptmasse der Schiefer von Sławsko in den Schiefern von Wolosianka, Chaszczowane und Oporec mit einer theilweisen Vertretung jener Schichten zu thun haben, discutirbar. Namentlich erinnern wir auch an das thatsächlich beobachtete Vorkommen von gewissen Gesteinen, die denen der oberen Hieroglyphenschichten ähnlich sind, im Bereiche der Schiefer von Oporec. Wir haben auch bei den betreffenden Localbeschreibungen schon auf diese Verhältnisse hingewiesen. Auf den Karten, bei denen man sich schliesslich für eine geologische Colorirung in diesem oder jenem Sinne entscheiden muss, konnte solchen Anschauungen und Bedenken natürlich keine Rechnung getragen werden. Dafür ist es unsere Pflicht, denselben in der Beschreibung und Besprechung des betreffenden Gebietes Ausdruck zu geben.

Bemerkenswerth erscheint schliesslich auch der Umstand, dass den eocänen Schieferbildungen stellenweise Sandsteine eingeschaltet sind, welche durch ihre blaugraue Farbe und eine gewisse Krummschaligkeit ihrer Bruchflächen an die in den neocomen Karpathensandsteinen vorkommende „Strzolka“ erinnern. Schon bei Korczyn am Stryifluss konnten wir solche Sandsteine in dem System der Menilitschiefer beobachten. Namentlich aber scheint dieser Typus gegen Ungarn zu und auf dem südlichen Abfall der Karpathen grössere Bedeutung zu gewinnen. Bei Brustura oberhalb Königsfeld in der Marmarosch ist die Verknüpfung desselben mit Menilitschiefern ganz evident. Auch in den Schiefern am oberen Opor waren dergleichen Sandsteine zu sehen. Wir erinnern uns bei dieser Gelegenheit auch daran, dass wir gelegentlich einer kurzen Excursion in die hohe Tatra im Sommer 1877 im Gebiet des durch Nummulitenführung ausgezeichneten Eocäns im Süden und Südosten jenes Gebirges bei Hochwald, unmittelbar in der Nähe der dortigen Eisenbahn, derartige Strzolkaartige Gesteine fanden.

Eine Verwechselung des Eocäns mit dem Neocom ist trotzdem in den meisten Fällen wohl ausgeschlossen. Einmal werden die Lagerungsverhältnisse in manchen Fällen vor einer solchen Verwechselung bewahren können, dann aber wird man nie nach einem einzelnen Gesteinsstück eine Niveaubestimmung in der Sandsteinzone vornehmen wollen, sondern stets aus der Vergesellschaftung der verschiedenen Gesteinstypen unter Berücksichtigung der eventuell beobachtbaren Uebergänge einer zu bestimmenden Ablagerung in eine schon bestimmte seinen Schluss ziehen. Immer wird man zwei Ablagerungen nach der Uebereinstimmung in der Mehrheit einer Summe von Merkmalen sicherer mit einander vergleichen, als nach der Uebereinstimmung eines einzigen Merkmals, dem man willkürlich eine grössere Bedeutung beimisst als anderen.

Auch für die Gruppe der mittleren Karpathensandsteine hatten wir im Verlauf unserer Darstellung mannigfache Veränderungen zu erwähnen, denen dieselbe bei ihrer Verbreitung von Osten nach Westen hin einerseits und vom Nordrande der Karpathen her nach Süden zu andererseits ausgesetzt ist.

Wir constatirten das allmälige Zurücktreten des durch den massigen Sandstein von Jamna repräsentirten Typus nach Westen zu. Nur gegen den Nordrand der Zone zu setzen sich derartige Sandsteine, eine Gebirgskette bildend, bis zum Opor und Stryi fort, am typischesten noch zwischen Unter-Demnia und Skole entwickelt. Aber noch ein Stück weiter östlich oberhalb Sopot am Stryi haben auch sie bereits ihren typischen Charakter verloren und wechseln mit plattig geschichteten Sandsteinen ab. Andere Partien des massigen Sandsteins der mittleren Gruppe, welche noch etwas nördlicher gelegen sind, bekommen, wie z. B. nördlich Urycz, am Stryi bei Synowudzko oder bei Bubniszcze einen ganz abweichenden Habitus durch eine viel losere Cementirung. Ihnen sind daselbst nach unten zu grobkörnige, sogar fein breccienartige Sandsteine mit auf den Schichtflächen auswitternden Bryozoen untergeordnet, welche local einen sehr merkwürdigen und bezeichnenden Typus vorstellen, der hie und da mit mehr conglomeratischen Lagen verknüpft erscheint.

Gegen die Mitte der galizischen Breite der Sandsteinzone hin wird die mittlere Gruppe, welche auch dort noch in orographischer Beziehung eine ähnliche Rolle spielt, wie sie weiter östlich in den hohen, von massigem Sandstein gebildeten Ketten zur Darstellung kommt, von grösstentheils etwas dünner geschichteten Bänken gebildet, deren Gestein auch petrographisch von dem Jamna-Sandstein abweicht. Schieferlagen sind hier den Sandsteinen schon häufig untergeordnet. Während sich nun der massige Sandstein in seiner Hauptmasse hier gleichsam auflöst und in ein andersartiges System von Sandsteinen und Schiefern übergeht, bewahren aber die hangendsten Partien noch immer den Charakter des Sandsteins von Jamna. Wir sahen das z. B. sehr deutlich im oberen Brzaza-Bache und an der Orawa kurz vor Huta.

Wir können in dem geschilderten Verhalten der mittleren Gruppe in dieser Gegend bereits eine gewisse Annäherung an die Verhältnisse derselben in den westlichen Theilen der Karpathen erblicken. Die Sandsteine und die Schieferlagen erinnern sogar bereits in mancher Hinsicht an den Godulasandstein Schlesiens, zum Theil auch an den Wiener Sandstein. Wollten wir diese vorläufig freilich nur sehr vage Analogie weiter ausführen, dann könnten wir auch in dem auf die obersten Partien der mittleren Gruppe reducirten massigen Sandstein eine Andeutung des cenomanen Istebnasandsteins der schlesischen Karpathen erkennen, welcher daselbst gleichfalls in massigen Bänken auftritt und die Hauptmasse der Sandsteine der mittleren Gruppe überlagert.

Eine ganz besondere Facies der zwischen den eocänen Bildungen einerseits und den Ropiankaschichten andrerseits liegenden Formationsgruppen stellen die plattigen Sandsteine von Plawie vor, wie sie im ganzen Gebiet des oberen Opor vorkommen und welche wir an geeig-

neter Stelle schon bei der Beschreibung der einzelnen Durchschnitte besprochen haben. Die Verknüpfung dieses Typus, welche z. B. zwischen Sopot und Maidan mit dem Typus des massigen Sandsteins besteht, haben wir auch schon betont.

Die zum unteren Karpathensandstein gehörigen Bildungen endlich geben uns in dem in vorliegender Arbeit beschriebenen galizischen Gebiet keine Veranlassung zu besonderen allgemeinen Bemerkungen. Sie bieten uns eine Combination aller der Sandstein- und Schiefertypen, wie wir sie auch anderwärts in den Ropiankaschichten angetroffen haben.

In Bezug auf die Tektonik der in vorstehender Abhandlung neubeschriebenen Gebiete Ostgaliziens gelten im Allgemeinen noch immer dieselben Regeln, welche wir in unsern ersten Studien für andere Gebiete der Sandsteinzone festgestellt haben. Betonen möchten wir noch ganz besonders den Umstand, dass, während das vorherrschende Fallen der Schichten ein südwestliches ist, die theilweise sehr bedeutenden Verwerfungen im Gebiete der galizischen Karpathensandsteine ihren Steilabsturz nach Norden, bezüglich Nordosten gerichtet haben. Dass hie und da auch Biegungen und Knickungen des Streichens der Schichten eintreten, haben wir für einige der betreffenden Stellen im Verlauf der Auseinandersetzung hervorgehoben.

Dass die Querthäler in der Sandsteinzone Erosionsthäler sind und mit Spaltenbildungen nichts zu thun haben, hat Einer von uns schon früher (Tietze, Einige Bemerkungen über die Bildung von Querthälern, Jahrbuch d. k. k. geol. Reichs.-Anst. 1878, 3. Heft) nachgewiesen. Insoferne bei jenem Nachweise auch der von verschiedenen Seiten zustimmend aufgenommene Versuch gemacht wurde, die Querthäler und die Wasserscheiden der aus mehreren Parallel-Erhebungen zusammengesetzten Gebirgsketten als für die relative Altersbestimmung solcher Erhebungen benützbar darzustellen, mag hier noch die Bemerkung am Platze sein, dass an den zahlreichen Stellen, wo die ungarisch-galizische Wasserscheide von Gesteinen der oberen Karpathensandstein-Gruppe gebildet wird, die Erhebung der ältesten Bodenanschwellung im Bereiche der Sandsteinzone erst seit der eocänen Zeit datiren kann.

Da wir nun aber die echten, Hornstein führenden Gebilde der Menilitschiefer in den Erhebungen jener Wasserscheide nicht mehr angetroffen haben, da also zum Mindesten der alleroberste Theil der das Eocän und Oligocän repräsentirenden oberen Karpathensandsteine an der Zusammensetzung jener Rücken nicht mehr Theil nimmt, so hat der langsame Rückzug der Gewässer in den betreffenden Gegenden der heutigen Wasserscheide wohl schon zu einer Zeit stattgefunden, in welcher in den von dieser Wasserscheide etwas entfernteren Theilen der Sandsteinzone die Menilitschieferbildung noch nicht abgeschlossen war.

Bereits in unseren früheren Studien (p. [90]) haben wir betont, dass die Facies der im galizischen Hügellande entwickelten Kreideschichten sich, soweit bis jetzt bekannt, in den Karpathen nicht wie-

derfindet. Ebenso wenig greift die Karpathensandsteinfacies der Kreide in das galizische Hügelland hinüber. Die untere Hälfte der Kreide scheint dort sogar gänzlich abzugehen. Fast noch auffälliger jedoch ist das Fehlen der karpathischen Eocän- und Oligocän-Bildungen im galizischen und podolischen Hügellande. Nicht einmal Vertreter dieser Bildungen sind daselbst bekannt geworden, abgesehen von der jüngst durch Dr. Lenz gemachten Entdeckung einer wenig mächtigen, durch Oligocän-Versteinerungen ausgezeichneten Ablagerung bei Baranow in der Złota Lipa in der Nähe des Dniestr. Diese Ablagerung erinnert aber in keiner Weise an irgend welche Glieder der jüngeren Abtheilung der Karpathensandsteine.

Welches nun die Ursachen seien, denen eine so völlig verschiedene Art der Entwickelung gleichzeitiger Bildungen in zwei räumlich so benachbarten Gebieten, wie das podolisch-galizische Hügelland einerseits und die karpathische Gebirgsaufrichtungszone andrerseits sind, zugeschrieben werden könne, das ist nicht sehr leicht zu entscheiden. Die etwaigen Berührungsstellen beider Entwickelungen liegen in einer keinesfalls sehr weit vom nördlichen Aussenrande der Karpathen sich erstreckenden Zone unter jüngeren Ablagerungen verborgen, denn nur wenige Meilen von diesem Gebirgsrande entfernt begegnen wir bereits der podolischen Facies der Kreide. Fraglich ist freilich, ob überhaupt solche Berührungsstellen vorhanden sind. Wenn wir so weit wären, dass zur Lösung zunächst rein wissenschaftlicher Fragen Tiefbohrungen in Galizien veranlasst werden könnten, dann würden dieselben grade in dem zunächst dem Karpathenrande vorliegenden Landstrich aus der angegebenen Ursache ein ganz besonderes Interesse besitzen. Solange uns nun aber derartige direct anzustellende Beobachtungen fehlen, sind wir genöthigt, bei der blossen Speculation zu verharren.

In unseren früheren Studien haben wir auch den fremdartigen Gesteinselementen, welche sich in verschiedenen Theilen der Sandsteinzone als Geschiebe finden, und welche dann namentlich in gewissen zur Salzformation gehörigen Conglomeraten eine bedeutende Rolle spielen, unsere Aufmerksamkeit zugewendet und eine ganz besondere Bedeutung für die Lösung mancher allgemeiner Fragen beigemessen. Wir wurden dabei nach Erwägung aller Umstände (vergl. pag. 125 [93]) „auf die Vermuthung geführt, dass die betreffenden Geschiebe ihrem Ursprung nach einer Region angehören, welche ungefähr mit dem Orte des jetzigen Auftretens der Conglomerate der neogenen Salzformation zusammenfällt, woraus folgen würde, dass noch zu Beginn der Neogenzeit die Formationen, deren Trümmer uns in jenen Conglomeraten erhalten blieben, eine randliche, anstehende Gesteinszone am Nordrande der ostgalizischen Karpathen bildeten.“

Wir mussten allerdings constatiren, dass von jenem alten Gesteinswalle, an dessen Zusammensetzung chloritische und amphibolithische Gesteine, wie es scheint, einen hervorragenden Antheil hatten, heute an der Oberfläche nichts mehr sichtbar sei, als vielleicht gewisse Felsen von Kalken und Grünsteinen bei Krasna in der Bukowina. Doch wollen wir hier an eine ältere Notiz erinnern, welche andeuten kann, dass sich Spuren einer solchen älteren Gesteinszone anstehend

sogar noch weiterhin am rumänischen Aussenrande der Karpathen nachweisen lassen.

Coquand (sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains, qui les contiennent, bull. de la soc. géol. de Fr. Paris 1867, pag. 519) besuchte die Petroleum- und Ozokeritvorkommen in der Gegend des Slanikthales in der Moldau (etwas nördlich vom Ojtosthal), welche in der neogenen Salzformation gelegen sind. Er war überrascht, daselbst zwischen den Dörfern Groschesti und Hirka ein Gestein anzutreffen, welches er in diesen subkarpathischen Regionen nicht erwartete. Er schreibt: „Meine Aufmerksamkeit wurde schon von Weitem erweckt durch einen konisch geformten Berg, der in zwei spitzen Kuppen aufstieg, und dessen kühnes Aussehen mit dem der Tertiärterrains contrastirte. Ich erkannte, dass dieser Berg aus einem grünlichen Talkschiefer bestand, der von zahlreichen Quarzgängen durchzogen war. Die Lagerungsverhältnisse dieses Gesteins waren heftig gestörte und zeigten die Faltungserscheinungen, wie sie den krystallinischen Schiefern der Urgebirge eigenthümlich sind." Bituminöse Schiefer schienen mit ihrer Lagerung gegen diesen Felsen zu einzufallen und dort abzustossen.

Es kann nach der Schilderung Coquand's keinem Zweifel unterliegen, dass der Berg von Hirka anstehendes Gestein ist. Ob die grünlichen, von ihm als Talkschiefer bezeichneten Gesteine mit den schieferigen Varietäten der chloritischen Gesteine übereinstimmen, welche wir in Ost-Galizien kennen gelernt haben, muss dahingestellt bleiben. Das ist aber schliesslich von untergeordneter Wichtigkeit. In jedem Falle haben wir hier abermals einen Ueberrest des älteren Gesteinswalles vor uns, der das heutige Karpathensystem einst am Aussenrande umgab, und an dessen Zusammensetzung ausser Grünsteinen und krystallinischen Schiefern auch noch andere Gesteine verschiedener Formationen, namentlich jurassische Kalke theilgenommen haben mögen, wie aus den in unseren früheren Studien über das Conglomerat von Sloboda Rungurska gemachten Bemerkungen wohl hervorgeht.

Es liegt sehr nahe zu vermuthen, dass dieser ältere Gesteinswall, welcher erst in der älteren Miocänzeit bis auf die wenigen noch erhaltenen anstehenden Spuren verschwunden sein kann, auch zu der oben berührten Verschiedenheit der Entwickelungen des Eocäns und der Kreide in den karpathischen und den podolischen Gegenden in Beziehung steht. (Vergl. Tietze, die Thalgebiete des Opor und der Swica in Galizien, Verhandl. d. geol. Reichs-Anst. 1879, pag. 153.)

Aus unseren neuesten Beobachtungen geht übrigens die Fortsetzung der Region der Salzthonconglomerate bis in die Gegend von Boryslaw hervor.

Wir massen uns nicht an, für die Verhältnisse am nördlichen oder Aussenrande der Alpen aus den soeben geschilderten Verhältnissen auf Analogie gegründete Schlussfolgerungen abzuleiten, obwohl es der Analogien genug gibt. Wir möchten nur darauf hinweisen, dass bei der Unmöglichkeit, die paläogeographischen und genetischen Verhältnisse des Alpen- und des Karpathensystems zu trennen, die geschilderten Thatsachen einige Berücksichtigung auch Seitens derjenigen Forscher

verdienen, welche sich mit den allgemeinen Fragen der Alpengeologie beschäftigen.

Auf die Analogie, welche zwischen unseren Conglomeraten der Salzformation, welche ja bei Sloboda Rungurska auch eine orographische Bedeutung für das Relief der Gegend erlangen, und den Conglomeraten der bunten Nagelfluh in der Schweiz besteht, sowie auf die Analogie, welche in dem Vorkommen ganz fremdartiger exotischer Blöcke in gewissen Ablagerungen des Karpathensandsteines einerseits und des alpinen Flysch andererseits gefunden werden darf, haben wir in unseren ersten Studien ganz besonders hingewiesen. Auf die Analogie, welche in der verschiedenartigen Entwickelung der alpinen und der ausseralpinen Bildungen nördlich der Alpen einerseits und der verschiedenartigen Entwickelung der karpathischen und der ausserkarpathischen Bildungen nördlich der Karpathen andererseits besteht, braucht man kaum noch aufmerksam zu machen.

Es sind uns allerdings die Einwendungen bekannt, welche M. Neumayr in seiner Arbeit über den penninischen Klippenzug (Jahrb. d. geol. R.-A. 1871, pag. 522) gegen die Annahme einer Trennung der alpinen und ausseralpinen Bildungsräume der jurassischen Absätze durch festes Land gemacht hat, und trotzdem es sich in unserem Falle um die Bildungsräume jüngerer als jurassischer Gebilde handelt, geben wir zu, dass die Frage über die Ursache der betreffenden Faciesverschiedenheiten der cretacischen und der eocänen Bildungen von der Frage nach der Ursache der diesbezüglichen Verschiedenheiten in früheren (den älteren mesozoischen) Epochen nicht völlig getrennt werden kann. Allein eben weil diese Fragen nach unserem Urtheil noch nicht mit Sicherheit gelöst sind, möchte bei der etwa fortzusetzenden Discussion über dieselben jeder Umstand, der damit in Beziehung gebracht werden kann, Beachtung verdienen.

Schon Studer in seiner Geologie der Schweiz (Bern und Zürich 1853, pag. 387—389) nahm an, dass vor der Ablagerung der Molasse am nördlichen Rande der Alpen sich Hügel und Felsreihen erhoben, die „aus buntem Granit, Porphyr, Serpentin und metamorphischen Schiefern“ bestanden, Während der Ablagerung der Molasse mag dann „das krystallinische Randgebirge grossentheils zerstört oder von seinem eigenen Schutt bedeckt worden sein“. Später presste ein von der Seite der Alpen ausgehender Druck die Kalkgewölbe derselben enge zusammen und drängte sie auf die vorliegende Küstenbildung. „Die Nagelfluhbänke werden niedergedrückt, das Kalkgebirge wird über sie vorgeschoben oder umgestürzt; ein grosser Theil der früheren Grenzbildungen, der letzte Ueberrest der granitischen Vorhügel, die äussersten Kalk- und Flyschmassen selbst werden hierdurch in die Tiefe gestossen und durch aufliegende Kalkmassen bedeckt.“

In dieser Darlegung Studer's wird die Anschauung von einem die Alpen begleitet habenden älteren Gesteinswalle doch schon bestimmt ausgesprochen. In den „neuen Denkschriften der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft“ redet auch Kaufmann bei der Darlegung seiner Untersuchungen über die subalpine schweizerische Molasse (Zürich 1860, pag. 130) von gewissen tektonischen Verhältnissen, welche seiner Meinung nach zur Annahme eines unterirdischen Stau-

ungshindernisses der Gebirgsbewegung führen und durch das unterirdische Anstehen des Muttergesteins der bunten Nagelfluh begründet sein könnten.

Diese Annahme von dem Vorhandensein der Ursprungsgesteine der in den Nagelfluhconglomeraten enthaltenen Gesteinselemente in der Region der Verbreitung der Molasse selbst erinnert jedenfalls an unsere Meinung über den Ort des ehemaligen Auftretens der Ursprungsgesteine der altmiocänen Conglomerate Ost-Galiziens. Es geht daraus wohl hervor, dass auch in den Alpen Verhältnisse vorliegen, welche in ziemlicher Uebereinstimmung mit denen in den Karpathen die Möglichkeit der Idee zulassen, dass eine ältere, heute verwischte Bodenanschwellung zur Scheidung der alpinen und ausseralpinen Absatzgebiete beigetragen habe.

Auch die bisweilen gehörte Frage nach dem Ursprung des Materials der Sandsteinzone wird vielleicht theilweise mit der ehemaligen Existenz älterer Gesteinspartieen in der Nähe des heutigen Bereiches der Sandsteine in Zusammenhang gebracht werden können. Schliesslich ist übrigens die grössere und massenhaftere Entwickelung von Sandstein in den Karpathen um nichts leichter oder schwerer erklärbar als die grösseren Sandsteinentwickelungen, welche man anderwärts, z. B. in den permischen und den Quadersandsteingebieten Deutschlands und Böhmens, beobachtet. Es darf auch nicht vergessen werden, dass ein nicht geringer Antheil der durch die karpathische Sandsteinzone repräsentirten Bildungen schieferigen, also thonigen Gesteinen zufällt, welche sich in verschiedenen Horizonten in nicht geringer Mächtigkeit verbreitet finden.

Sollte man in Zukunft diese Frage nach dem Ursprung des Materiales einmal näher angehen, so wird auch der Art der Verbreitung des Glimmers in verschiedenen Sandsteinen der Zone Rechnung getragen werden müssen. Die Zu- oder Abnahme der Grösse der einzelnen Glimmerschüppchen, oder eventuell sogar der einzelnen Sandkörner selbst, innerhalb derselben Gesteinsschichten, je nach der Richtung ihrer Verbreitung, würde ein Mittel zur Beurtheilung der Richtung, aus der das Material ganz oder theilweise hergekommen, an die Hand geben. Auch aus diesem Grunde musste die Bestimmung der einzelnen Horizonte in der Aufeinanderfolge der Karpathensandsteine, wie wir sie jetzt versuchen, allen anderen geologischen Arbeiten und Speculationen in dem betreffenden Gebiete vorausgehen, denn so wie es für die Ableitung der in diesem Gebirge geltenden wichtigsten tektonischen Gesetze unumgänglich nothwendig war, den ganzen Sandsteincomplex zunächst zu gliedern, so bleibt die Kenntniss und weitere Anwendung dieser Gliederung auch in vielen Punkten unerlässlich für die Untersuchung der physikalischen Vorgänge, welche an der Ausbildung der einzelnen dieser Glieder betheiligt waren.

Die Erkenntniss der geologischen Verhältnisse der Karpathen hat, wie diejenige anderer Gebirge, einen weiten Weg zurückzulegen. Man kann billigerweise Niemandem, der einen solchen Weg antritt, nach wenigen Schritten aus der Entfernung, die ihn noch von dem Ziele trennt, einen Vorwurf machen. Auch sind die mühevollsten Strecken

eines solchen Weges nicht immer zwischen den letzten Etappen desselben gelegen.

Da wir in der vorliegenden Arbeit auch die geologischen Verhältnisse einiger der wichtigeren Petroleumvorkommnisse Galiziens berührt haben, so bietet sich die Gelegenheit, hier noch einige allgemeine Bemerkungen über die Entstehung des galizischen Petroleums und über das Vorkommen desselben in gewissen Niveaus der karpathischen Schichtenfolge anzuschliessen. Diese Bemerkungen werden im Wesentlichen den mündlichen Ausführungen entsprechen, die der Eine von uns (Tietze, die Thalgebiete des Opor und der Swica in Galizien, Verhandl. d. geol. Reichs-Anst. 1879, Nr. 7) bereits in einer Sitzung der geologischen Reichs-Anstalt vorzutragen Gelegenheit hatte.

Eine Frage, wie die über die Entstehung des Petroleums in einem bestimmten Gebiet, kann natürlich weder von den allgemeinen Gesichtspunkten getrennt werden, welche in Bezug auf die Entstehung des Petroleums überhaupt in Betracht kommen, noch kann sie ohne Rücksichtnahme auf die localen geologischen Bedingungen des Vorkommens jenes Productes behandelt werden.

Ueber die Entstehung des Petroleums im Allgemeinen sowohl, wie über die Entstehung desselben in Galizien im Besonderen sind bis in die neueste Zeit verschiedene Hypothesen verlautbart worden.

Im Grossen und Ganzen stehen sich zwei verschiedene Grundanschauungen gegenüber, um welche sich die einzelnen Ansichten gruppiren. Die eine dieser Anschauungen kann kurz als die Emanationstheorie bezeichnet werden. Ihr zufolge würden das Petroleum und die dasselbe begleitenden Kohlenwasserstoffgase Emanationen des Erdinnern sein. Noch jüngst hat der russische Chemiker Mendelejeff dieser Anschauung eine besondere Form gegeben (Naphta-Industrie in Pensylvanien und im Kaukasus, vergl. Abich, Ueber die Productivität und die geotektonischen Verhältnisse der kaspischen Naphtharegion, Jahrb. d. geol. Reichs-Anst. 1879, 1. Hft.), welche als geistvolle Hypothese von grossem Interesse ist, indessen vor der Hand zu sehr einer rein chemischen Speculation gleicht, als dass sie unmittelbar in die Geologie eingeführt werden könnte. Die andere der beiden Grundanschauungen sieht den Ursprung des Petroleums in einer Zersetzung der in manchen sedimentären Gesteinsschichten in grosser Menge verbreiteten organischen Materie.

Wir bemerken gleich hier, dass wir uns der erstgenannten Anschauung gegenüber ablehnend verhalten. Die Thatsache der Verbreitung des Petroleums in vielen nichtvulcanischen Districten ist der Emanationstheorie keinesfalls günstig. Wäre die letztere fest begründet, so dürfte man in vulcanischen Regionen häufige Exhalationen von Kohlenwasserstoffen ganz besonders erwarten, und müsste sich über das massenhafte Auftreten derartiger Substanzen in den nichtvulcanischen Districten der Karpathen und des nordamerikanischen Petroleumrevieres einigermassen verwundern.

Das Vorkommen von Erdöl in manchen Schlammvulcangebieten kann allein nicht zur Begründung jener Theorie dienen, insofern wir

in dem Phänomen der Schlammvulcane keine eigentliche vulcanische Action, sondern nur eine eigenthümliche Form von Quellenthätigkeit erblicken können, welche sich freilich manchmal zufällig in vulcanischen Gebieten finden kann, wie der nach Silvestri (bolletino del comitato geologico d'Italia, Roma 1879, pag. 79) seit Anfang December 1878 am Fusse des Aetna bei Paterno entstandene Schlammvulcan, oder wie die seit Anfang des Jahres 1876 in der Mitte der Solfatara bei Puzzuoli thätige Schlammquelle, welche der Eine von uns wenige Wochen nach deren Entstehen zu beobachten Gelegenheit hatte, welche Quellenthätigkeit aber in vielen anderen Fällen unter Verhältnissen auftritt, die jede Idee einer vulcanischen Mitwirkung ausschliessen. Wir haben durch Schimper (Verh. d. geol. R.-A. 1875, Nr. 13) erfahren, dass die Thätigkeit der Schlammvulcane des Districtes Arrho in Abyssinien von atmosphärischen Einflüssen, nämlich von den dort stattfindenden Regengüssen abhängt, und dass die Bedingungen des Auftretens dieser Pseudovulcane daselbst ausschliesslich in dem die Oberfläche constituirenden Terrain gelegen sind. In dem karpathischen Gebirgssystem stehen weder die von Coquand aus Rumänien beschriebenen, noch die bereits von Hauer und Stache erwähnten, auch von uns im vorigen Jahre beobachteten Salsenerscheinungen von Kovaszna in Siebenbürgen in irgend welchem Zusammenhange mit vulcanischen Erscheinungen.

Rączkiewicz (Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen 1879, pag. 34) spricht sogar die Vermuthung aus, dass Schlammvulcane in Erdölgebieten eher als Folgen, denn als Ursachen der Erdölquellen zu betrachten seien. Augenscheinlich hat auch die vielfach wahrzunehmende Imprägnation der durch Schlammvulcane bezeichneten Terrains mit Salz in manchen Fällen einen gewissen Einfluss auf die Vorgänge, welche bei der Bildung von Schlammvulcanen sowohl, wie bei der Bildung von Erdöl mitwirken. Jedenfalls ist die Erfahrung, dass das in Erdölbrunnen mitvorkommende Wasser salzig ist, eine sehr häufige.

Das Vorkommen von Erdöl in Schlammvulcangebieten braucht also nicht auf unbekannte und ungeheuere Tiefen zurückgeführt zu werden. Wenn unter den von dem neu entstandenen Schlammvulcane von Paterno zu Tage geförderten Massen sich erdölartige Substanzen finden, so darf nicht vergessen werden, dass die vulcanischen Producte des Aetna sich über Gesteinen der Tertiärformation ausbreiten, welche sehr wohl der Sitz des betreffenden Erdöls sein können, so dass ein Zusammenhang des letzteren mit Exhalationen aus dem Erdinnern aus der localen Verknüpfung des Schlammvulcans von Paterno mit dem vulcanischen Gebiet des Aetna nicht gefolgert zu werden braucht.

Dagegen darf man sich wohl auf die Thatsache berufen, dass Bunsen in vielen der von ihm untersuchten Exhalationen auf Island, welche unzweifelhaft mit vulcanischen Thätigkeiten zusammenhingen, keine brennbaren, kohlenwasserstoffhaltigen Bestandtheile finden konnte. Entwickelungen von Kohlenwasserstoffgas irgendwo, welche ja doch das Vorkommen von Erdöl stets begleiten, schliessen also jede Mitwirkung vulcanischer Thätigkeiten aus. (G. Bischof, Chemisch-physikalische Geologie, 2. Bd., 4. Theil, pag. 1754.)

Das Erdöl erscheint jedenfalls an sedimentäre Schichten gebunden. A. v. Humbodt (Reise in die Aequinoctialgegenden, Buch 2, Cap. 26, pag. 571, Stuttgart und Tübingen 1826) spricht allerdings von Steinöl am Golf von Cariaco, welches aus Glimmerschiefer hervortritt. Doch abgesehen davon, dass wir in solchen Schiefern auch nur metamorphosirte Sedimentärbildungen erkennen können, ist dieser Fall wohl noch nicht nach allen Seiten hin aufgeklärt. Jedenfalls kommt in der Nähe (l. c. pag. 590) salzhaltiger Thon mit Erdöl vor, so dass die Möglichkeit eines Zusammenhanges beider Vorkommnisse nicht ausgeschlossen erscheint. Man kann also auch aus dieser Thatsache noch nicht die Unabhängigkeit des Erdöls von sedimentären Bildungen deduciren.

Man müsste vom Standpunkte der Emanationstheorie aus auch erwarten, das Petroleum namentlich längs der grossen Verwerfungen und Bruchlinien auftreten zu sehen, durch welche beispielsweise in der Flyschzone der Karpathen so oft der Schichtenzusammenhang unterbrochen wird. Dies ist aber keineswegs überall in gesetzmässiger Weise der Fall. Es ist z. B. nicht bekannt, dass längs der grossen Dislocationszone, welche durch das Auftreten von Jurakalkklippen im Karpathensandsteine ausgezeichnet ist, sich irgend nennenswerthe Petroleumvorkommnisse fänden. Dennoch ist dies die Zone der grössten Störungen im Sandsteingebiete. Wir kennen auch in der Nähe der wichtigen Petroleumreviere von Schodnica, Mrażnica und Borysław und der kleineren in nicht grosser Entfernung von diesen Revieren gelegenen Petroleumvorkommnissen von Orów, Urycz, Pohar u. s. w. im Gebiet des Stryi und Opor grosse Verwerfungen, durch welche Steilabstürze ganzer Ketten bedingt erscheinen. Wir haben auf dieselben im Verlauf der Arbeit aufmerksam gemacht und auch noch in diesen Schlussbemerkungen darauf hingewiesen. Aber gerade längs dieser Bruchränder zeigt sich kein Petroleum.

Auch im Kaukasus ist es nicht die Region der grossen Einsenkung im Süden des Gebirges, welche durch Petroleumvorkommnisse ausschliesslich bezeichnet erscheint. Vielmehr gehört das Erdöl daselbst, abgesehen von den grösseren und bekannteren Vorkommen an beiden Enden der Kette (Baku, Taman), vielfach auch der nördlichen Abdachung der letzteren an.

Wir wollen damit übrigens nicht gesagt haben, dass das Petroleum sich nie an Spalten und Dislocationen gebunden zeige. Das wäre ein Missverständniss. Die Erfahrung lehrt sogar, dass zerklüftete Gesteinspartieen für das Vorkommen des Erdöls in Erdölgebieten sich besonders günstig erweisen. Auch in Borysław scheint die Hauptmasse der dortigen Erdöl- und Erdwachsvorkommnisse in einer Zone angeordnet zu sein, welche sich längs einer kleineren, auf der Höhe eines Schichtensattels verlaufenden Bruchlinie hinzieht. Indessen hat man es in solchen Fällen mit relativ kleineren und localen Störungen und nicht mit tiefgreifenden und weithin sich erstreckenden Dislocationen zu thun, und gerade diese letzteren müssten, wenn anders die Emanationstheorie richtig wäre, die Hauptzonen der Verbreitung des Erdöls markiren.

Es ist denkbar, dass die Faltung und Störung der Gebirgsmassen und die damit verbundene Druckwirkung einer der Factoren ist, welche der natürlichen Herstellung des Oels aus bituminösen Schichten zu

Hilfe kommen. Jedenfalls können die bei der Gebirgsstörung erzeugten Spalten und Klüfte als Ansammlungsorte desselben dienen. Aber einen allzugrossen Einfluss möchten wir selbst in diesem Sinne der Gebirgsstörung nicht zugeschrieben wissen im Hinblick auf die von Hans Hoefer so klar dargelegten Verhältnisse der nordamerikanischen Oeldistricte von Canada, Ohio und Westvirginien, wo das Erdöl längs der Rücken sanfter Antiklinalen angehäuft ist, welche letzteren manchmal so unbedeutend sind, dass sie erst durch geodätische Vermessungen constatirt werden können. Auch Herr Rączkiewicz (l. c. pag. 34) beruft sich auf den Umstand, dass in den ergiebigsten Petroleumrevieren Amerikas die Störungen gering seien, um der eigenthümlichen gewissermassen zwischen zwei Stühlen placirten Hypothese Strippelmann's entgegenzutreten, der in dem Petroleum allerdings ein Destillationsproduct organischer Substanzen sieht, welches indessen nicht ohne Mitwirkung vulcanischer oder überhaupt unterirdischer Kräfte entstanden sein könne.

Dass das Petroleum wenigstens nicht allerorts aus übergrossen Tiefen stammen, dass also die Emanationstheorie keine allgemeine Berechtigung haben kann, das scheinen auch die Temperaturverhältnisse des Erdöls und der dasselbe begleitenden Gase zu beweisen.

Abich (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 3, pag. 45) fand z. B. durch eine grosse Anzahl von Temperaturbeobachtungen an Quellen und Brunnen die mittlere Temperatur des Bodens auf der Halbinsel Abscheron zu 12° R. Die der Naphtha daselbst ergab sich zu 13° bis 15·7° und die der Gasquellen zu 16·2°. Diese Temperaturen weisen, wie schon G. Bischof bemerkte, auf mässige Tiefen als den Ursprung des Erdöls hin.

Auch eine neuerlichst vorgenommene Temperaturmessung einer Naphthaspringquelle bei Baku (siehe Abich, Jahrb. d. geol. R.-A. 1879, pag. 188) ergab nur $15^1/_2$° R.

Wenn auf der Insel Tscheleken heisse Quellen innerhalb der Naphtharegion auftreten, so kann dies ein zufälliges locales Zusammentreffen der Umstände sein. In ähnlicher Weise könnte man ja beispielsweise sich versucht fühlen, an einen nothwendigen innern Zusammenhang zwischen den verschiedenen Erz- und Schwefelvorkommen in der subkarpathischen Region, deren wir in dieser Arbeit Erwähnung gethan haben, mit den Oelvorkommnissen dieser Region zu denken. Existirte ein solcher Zusammenhang wirklich, dann brauchten jene Erz- und Schwefelvorkommnisse sicher nicht nur auf eines der ölführenden Niveaus der Karpathen, auf die Salzformation beschränkt zu sein, wie dies, abgesehen vielleicht von dem Kupfervorkommen bei Sanok, thatsächlich der Fall ist. Eine locale Erscheinung kommt eben für allgemeine Erklärungen nicht in Betracht. Deshalb beweisen die Thermen von Tscheleken wenig für die Verhältnisse von Baku, wo solche Thermen fehlen, oder für Galizien.

Auch einer der eifrigsten Verfechter der Tiefbohrungen auf Petroleum in Galizien, Herr Julius Noth, erwähnt (Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Wien 1876, pag. 29), dass man nirgends in Galizien Erdöl von hoher Temperatur angetroffen habe und bemerkt: „Im Allgemeinen entsprechen bis nunzu die durch vereinzelt vorgenom-

mene, tiefere Bohrungen erzielten Resultate nicht den Erwartungen, die sich manche Unternehmer im vorhinein vom Bohren bis zu einer willkürlich angenommenen Tiefe versprochen hatten. Aussergewöhnliche Mengen Oeles erbohrte man nirgends."

Das topische Verhalten der Erdölvorkommen, die Anordnung derselben zu linearen Zonen, der Parallelismus zwischen diesen Zonen und der Anordnung der Bergzüge, der in manchen Gegenden, z. B. in Amerika zu beobachten ist, und auf den sowohl Abich als Mendelejef einigen Werth zu legen scheinen, alle diese Umstände scheinen uns gleichfalls der Emanationstheorie nicht als Stütze dienen zu können, denn dieser Parallelismus kann sehr gut mit der Art der Verbreitung der ölführenden Gesteine zusammenhängen. Wenigstens zeigen die verschiedenen Glieder der karpathischen Formationen auf der Karte dargestellt, meist eine zonenförmige Anordnung, dergleichen kommt jedenfalls nicht in den Karpathen allein vor.

Wir sind also der Ansicht, das Petroleum und die dasselbe begleitenden Kohlenwasserstoffverbindungen seien, wenigstens in den allermeisten Fällen, als natürliche Zersetzungsproducte organischer Substanzen aufzufassen, welche bekanntlich massenhaft in der Gesteinssubstanz verschiedener, sedimentärer Ablagerungen sich vertheilt finden.

Während die Anhänger der Emanationstheorie keinen directen Beweis für dieselbe führen können, sondern sich auf die Darlegung von Möglichkeiten beschränken müssen, können sich die Gegner der Theorie auf die unwiderlegliche Thatsache berufen, dass Oele, welche die Eigenschaften des Erdöls besitzen, an einigen Orten aus bituminösen Gesteinen destillirt werden oder wurden, z. B. aus den Liasschiefern von Betzingen in Würtemberg und von Steierdorf im Banat. Den Process, den der Mensch dort künstlich herbeiführt, wird die Natur doch auch selbst durchzuführen im Stande sein.

Auch in Amerika kommen solche Schiefergesteine vor, aus welchen man ein dem Petroleum ähnliches Product herstellen kann. Die Herren Bailey und Elis (rapport sur la lisière carbonifère inférieure des comtés d'Albert et de Westmoreland y compris les argiles schistenses d'Albert im rapport des opérations de la commission géologique du Canada de 1876—77, Montréal 1878, pag. 444) sprechen davon, dass die bituminösen Schiefer des von ihnen untersuchten Terrains, die sogenannten Albertschieferthone eine genügende Menge bituminöser Substanz enthalten um daraus Gas und Oel darzustellen. An den reichsten Localitäten bekam man bis 63 Gallonen Oel per Tonne Schiefer oder 7500 Fuss Gas. Bei Memramcook hatte man sogar vor einigen Jahren eine grosse Schieferölfabrik gebaut. Dieselbe ging nur deshalb zu Grunde, weil sie die Concurrenz mit dem billigeren natürlichen Petroleum nicht aushalten konnte.

So wird denn in der That die Ansicht von dem organischen Ursprunge des Petroleums von einer grossen Zahl der heutigen Geologen getheilt. Eine Meinungsverschiedenheit besteht zwischen den Vertretern dieser Ansicht nur insofern, als die Einen in animalischen Resten das Material erblicken, aus welchem das Petroleum entstanden sei, während die Anderen in der Anhäufung vegetabilischer Reste den Anlass zur Petroleumbildung zu finden glauben.

Beide Meinungen brauchen sich nicht völlig auszuschliessen. Im Hinblick auf die Ausführungen von Wall (geological magazine, London 1866, pag. 236) über den Ursprung des Bitumens auf der Insel Trinidad ist die Annahme eines vegetabilischen Ursprunges der grossen Naphtha- und Asphaltmassen daselbst sogar recht wahrscheinlich. Auch Gustav Bischoff (Chemisch-physikalische Geologie, II. Theil, 4. Abschnitt, pag. 1802) neigt sich der Meinung zu, das Petroleum sei ein Product vegetabilischer Ueberreste. Er beruft sich auf die Thatsache, dass es Paraffin enthalte, welches aus der trockenen Destillation von Pflanzensubstanzen entstehe. Er erwähnt auch, dass bei Coalbrookdale in England Steinöl aus einem Steinkohlenflötz entspringe.

Aber andererseits darf nicht vergessen werden, dass gerade ein solches Auftreten von Petroleum in Steinkohlendistricten zu den Seltenheiten und Ausnahmen gehört, was nicht der Fall sein könnte, wenn der Ursprung des Petroleums mit der Anhäufung von Steinkohlen nothwendig zusammenhinge. Ferner ist bekannt, und neuerdings von Höfer wieder speciell dargelegt worden, dass gerade die reichen Erdölvorkommnisse Nord-Amerikas Schichten angehören, welche älter sind als die productive Steinkohlenformation, dass also wenigstens das nordamerikanische Erdöl vegetabilischen Resten seinen Ursprung nicht verdanken kann.

Auch die Herkunft des galizischen Petroleums haben einige Forscher aus vegetabilischen Resten ableiten wollen. Herr v. Hochstetter z. B. (Jahrb. d. geol. R.-A. 1865, pag. 206) hat sogar daran gedacht, dass unter den Ablagerungen des Karpathensandsteines in Galizien sich die alte Steinkohlenformation des Ostrauer und des Krakauer Revieres forterstrecken könne. Er war der Meinung, das Erdöl daselbst komme jedenfalls aus der Tiefe. Castendyk (Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenw. 1873) hatte sich eine ähnliche Auffassung gebildet und nahm ebenfalls Kohlenflötze als die wahrscheinliche Ursprungsstätte des galizischen Petroleums an.

Wir müssen dieser Ansicht gewisse Bedenken entgegensetzen. Nach Allem, was wir über die geologische Zusammensetzung von Galizien wissen, darf die Annahme einer längeren Forterstreckung der alten productiven Steinkohlenformation unter der Decke des galizischen Karpathensandsteines völlig ausgeschlossen werden. Es treten nämlich die älteren Gesteine, welche die Ablagerungsbasis der verschiedenen mesozoischen und tertiären Bildungen Galiziens vorstellen, an verschiedenen Stellen zu Tage, wie z. B. in der Tatra, in den Gebirgen bei Dobschau und Schmöllnitz, in der Gegend des altkrystallinischen Massias der Bukowina und Ost-Galiziens, und endlich am unteren Theil des galizischen Laufes des Dniestr. Nirgends aber hat man in den genannten Gegenden eine Spur der alten productiven Kohlenformation gefunden, trotzdem bei Dobschau sogar Schichten vom Alter des Kohlenkalkes, also der die flötzführende Kohlenformation zunächst unterteufenden Ablagerung bekannt sind.

Das Petroleum tritt in Galizien in verschiedenen Etagen der Karpathensandsteinformation, sowie in der an den Karpathensandstein durch mannigfache petrographische Anklänge sich anschliessenden miocänen Salzformation auf. Die Etagen des Karpathensandsteines, um

welche es sich hier handelt, sind die Ropiankaschichten, die oberen Hieroglyphenschichten und die Menilitschiefer. Ein Theil der wichtigeren Vorkommnisse, wie die von Boryslaw, Truskawiec und Dzwiniacz, gehören der Salzformation an.

Wäre die Entstehung des galizischen Petroleums unabhängig von den genannten Formationsgliedern, käme das Petroleum aus tieferen Regionen als denen, welche von den verschiedenen Gliedern des Karpathensandsteines und der Salzformation eingenommen werden, dann dürfte man sich wohl wundern, weshalb dieses Product nicht auch z. B. in der jurassischen Kalkregion der Karpathen zum Vorschein käme, deren Gesteine die unmittelbare Unterlage der älteren Karpathensandsteine auf grosse Strecken hin bilden.

Der Ursprung des galizischen Petroleums steht sicherlich, genau wie der des nordamerikanischen (vgl. H. Höfer, Die Petroleumindustie Nordamerika's, Wien 1877) mit dem ursprünglichen, zumeist von thierischen Resten herrührenden Bitumengehalt der Schichten in Verbindung, aus denen dasselbe hervorquillt. Wenn Hochstetter auf den Umstand hinwies, dass im Sandecer Kreise die Schichten, aus welchen das Petroleum hervortritt, bitumenarm sind, so ist das noch kein Beweis dafür, dass dieselben niemals bitumenhältig gewesen sind. Es ist ja im Gegentheil ganz natürlich, dass der fortgesetzte Bildungsprocess des Erdöls nach und nach den Schichten, welche dazu das Material liefern, ihr Bitumen entziehen muss. Uebrigens gibt es jedenfalls an anderen Stellen der Karpathensandsteinzone Schiefer und sandige Bildungen, welche noch genügend Bitumen enthalten, um zu beweisen, dass die ihnen zunächst verwandten Bildungen auch an den heute bitumenarmen Punkten solches ursprünglich enthalten haben können. Pošepny fand in bituminösen Schiefern bei Boryslaw 30 Procent, in bituminösen Schiefern bei Schodnica 16 Procent organische Materie. (Jahrb. d. geol. R.-A. 1865, pag. 357.)

Das Petroleum kann in manchen Fällen, um uns dieses Ausdruckes zu bedienen, auch auf secundärer Lagerstätte vorkommend gedacht werden, das heisst, es kann z. B. im Niveau der miocänen Salzformation Erdöl gefunden werden, welches seine Ursprungsstätte im Bereiche darunter liegender Menilitschiefer hat, aus denen es auf Klüften in die darüberliegende Formation Zugang findet. Immer aber werden wir uns für das galizische Petroleum an die Annahme halten müssen, dass es aus älteren oder tieferen Schichten, als die ältesten Glieder des Karpathensandsteines sind, allen bisherigen Erfahrungen und Beobachtungen nach nicht stammt.

Eine Bohrung also beispielsweise, welche unter die ältesten Glieder des Karpathensandsteines hinabgehen würde, könnte von unserem heutigen Standpunkte aus nur als eine unsichere und ohne jeden thatsächlichen Anhaltspunkt vorgenommene Unternehmung bezeichnet werden. Trotzdem ist die Ausführung von Tiefbohrungen auf Petroleum in Galizien nicht überall als aussichtslos aufzufassen. Befindet man sich nämlich an einem gegebenen Punkte im Bereich eines der jüngeren Glieder des Karpathensandsteines oder der Salzformation, so können die relativ älteren, durch Petroleumführung ausgezeichneten Glieder der Sandsteinzone unter Umständen unter jener jüngeren

Bedeckung erwartet werden, und die Aufsuchung derselben kann unter Berücksichtigung der zahlreichen Störungen des Gebirges mit grossen Teufen zu thun bekommen.

Dass die von uns in den obigen Sätzen vertretene Ansicht mit der Annahme von der absoluten Unerschöpflichkeit der Petroleumreviere nicht wohl vereinbar ist, darüber sind wir uns vollkommen klar. In Bezug auf diese Seite der Frage haben die Anhänger der Emanationstheorie freilich den Vortheil sanguinischer sein zu dürfen. Wenn wir aber auch den Glauben an solche Unerschöpflichkeit nicht theilen können, so halten wir doch fest an der Hoffnung, dass unserm karpathischen Oelrevier ein nicht unbedeutender Aufschwung und eine gute Zukunft bevorsteht.

Wir glaubten zu dieser kurzen Darlegung unserer allgemeinen Anschauungen über die Entstehung und das Vorkommen des Petroleums in Galizien einigermassen verpflichtet zu sein, insofern man von Denjenigen, welche sich durch längere Zeit mit dem Studium gerade derjenigen Formationsglieder, in deren Bereich das galizische Petroleum auftritt, beschäftigt haben, wohl erwarten durfte, dass sie versucht haben würden, sich über dieses Auftreten eine Ansicht zu bilden. Es ist wohl auch für praktische Zwecke nicht ganz gleichgiltig, von welcher allgemeinen Anschauung man bei etwaiger Aufsuchung von Petroleum ausgeht. Im Einzelnen wird es freilich noch vieler Erfahrung bedürfen, ehe man aussprechen kann, welche specielle Arten der Complicationen der Schichtenstellung und Störung sich für die Production grösserer Oelmengen besonders günstig erweisen.

Nur Eines scheint in letzterer Hinsicht erfahrungsmässig sich als gewiss herauszustellen, dass nämlich auf der Höhe von Schichtensätteln die Aussichten für Erbohrung von Petroleum grösser sind, als in der Tiefe von Schichtenmulden. Wenigstens sprechen unter Anderem die Verhältnisse bei Boryslaw, Bóbrka, Mrażnica, Orów und Ropianka für diese Annahme, zu der auch Höfer für Amerika gelangt ist. Ob dieser Umstand in der Spannung der das Oel begleitenden Gase seinen Grund hat, lassen wir vorläufig dahingestellt.

Es ist übrigens bekanntlich nicht das Petroleum allein, sondern in manchen Gegenden vornehmlich der Ozokerit, welcher die Aufmerksamkeit der Producenten auf sich zieht. Leider sind wir nicht in der Lage, eine fest bestimmte Ansicht über die Bildung des letzteren zu äussern.

Freilich lässt sich die Frage über die Genesis des Erdwachses, vom allgemeinen Standpunkt aufgefasst, nicht wohl von der Frage über die Entstehung des Petroleums trennen, insofern sich Erdwachs immer nur an solchen Punkten findet, welche auch durch das Vorkommen von Petroleum ausgezeichnet sind. Welche Bedingungen indessen in einem Petroleumterrain speciell zur Bildung von Erdwachs Veranlassung geben, das ist bisher nicht zu ermitteln gewesen.

Speciell in Bezug auf den Hauptfundort des Ozokerits, in Bezug auf Boryslaw nämlich, ist zu bedauern, dass in Folge der eigenthümlichen, in den bisher am meisten ausgebeuteten Terrains herrschenden Eigenthums- und Betriebsverhältnisse brauchbare Mittheilungen über die geognostischen Bedingungen des Erdwachsvorkommens noch nicht

publicirt vorliegen. Würde dort, in der „neuen Welt“ z. B., die Production in anderer Weise und von nicht allein commerciell, sondern auch wissenschaftlich intelligenter Seite aus geleitet worden sein, dann würden eine Menge von diesbezüglichen Beobachtungsthatsachen gewonnen worden sein, welche jetzt unwiederbringlich verloren sind.

Man darf indessen von dem Eifer der in den noch weniger ausgebeuteten Terrains thätigen Betriebsbeamten, die im Dienste grösserer Unternehmungen stehen, erwarten, dass dieselben in Zukunft gewissenhaft Daten sammeln werden, aus denen sich Schlüsse über die Entstehung des Erdwachses in Petroleumgebieten ziehen lassen. Genaue Aufzeichnungen von Bohr- und Schachtprofilen und eine vergleichende Prüfung aller der Erscheinungen, unter welchen der Ozokerit zum Vorschein kommt, sind unerlässlich. Namentlich würden auch die Qualität und die physikalischen Eigenschaften der etwa in unmittelbarer Nähe des Ozokerits vorkommenden Oele stets eine genaue Berücksichtigung verdienen. Bis jetzt ist nur die Erfahrung bekannt, dass die Quantität des Oels in Ozokeritschächten eine relativ geringe ist im Vergleich zu Oelschächten, in denen kein Ozokerit angetroffen wurde.

Vielleicht ist es uns mit diesen und den früheren Studien in der Sandsteinzone gelungen, den Nachweis zu liefern, dass die bisher so vernachlässigten Sandsteingebilde der Karpathen eines näheren Interesses nicht vollkommen unwürdig sind. Die Beschäftigung mit diesen Gebilden regt zur Discussion einer Reihe von allgemeinen Fragen an. Eine möglichst genaue Kenntniss der Einzelheiten, die aus ihrem Zusammenhang gerissen, oft unbedeutend oder in der Darstellung langweilig erscheinen, ist für jene Beschäftigung freilich unerlässlich. Wir hoffen aber, es werde auch in Zukunft den Karpathen an Beobachtern nicht fehlen, welche die Feststellung derartiger Einzelheiten zu ihrer Aufgabe machen und die gleichzeitig von dem Streben geleitet sind, dieselben allgemeineren Gesichtspunkten unterzuordnen. Mit dieser Hoffnung schliessen wir die vorliegende Arbeit, voraussichtlich die letzte, welche wir gemeinsam publiciren.

Inhalt.

Petrographische Studie am Granit von Predazzo.

Von A. Sigmund.

Trotz einer überwältigenden Fülle gründlicher Beobachtungen und daraus entsprungener scharfsinniger Gedanken, welche eine Reihe eminenter Erforscher der Tektonik und petrographischen Beschaffenheit der Eruptionsgesteine im altvulcanischen Gebiete von Fassa und Fleims in einer grossen, ihres Gleichen suchenden Anzahl von Arbeiten niedergelegt, darf man sich nicht verhehlen, dass die Erkenntniss dieses wahrhaft classischen Gebietes noch nicht jenen Höhepunkt erklommen, der eine vollkommene erschöpfende Einsicht der vulcanischen Vorgänge gewähren könnte.

Denn thatsächlich harrt noch eine nicht geringe Menge jener Gesteine einer genaueren Untersuchung. Besonders dem mikroskopirenden Petrographen strömt bei seinen Beobachtungen, wie ein erst durch Tiefbohrung aufgeschlossener Quell, eine Fülle von Thatsachen entgegen, welche, die Grundlage einer soliden Speculation bildend, geeignet sind, einerseits die herrschenden Anschauungen zu kräftigen oder zu Fall zu bringen, andererseits neuen Gesichtspunkten Bahn zu brechen.

Mit der vorliegenden Studie, welche die Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung des Granites von Predazzo bieten soll, hoffe ich einen neuen Baustein zur Geologie des Fleimser Eruptivcentrums zu liefern.

Diese Untersuchung wurde im mineralogisch-petrographischen Institute der Grazer Universität auf Anregung des Hrn. Prof. Dr. Doelter ausgeführt, welcher mir die während seiner für die k. k. geolog. Reichsanstalt durchgeführten Specialaufnahmen in den Jahren 1874 bis 1876 gesammelte reichhaltige Suite freundlichst zur Verfügung gestellt hatte.

I. Verbreitung, Structur, Gemengtheile und chemische Constitution des Granites von Predazzo.

Vornehmlich sind es zwei Hauptpunkte, an welchen der Granit aufgeschlossen ist; erstens nördlich von Predazzo, in dessen unmittelbarer Umgebung, wo er einerseits einen Theil des rechten Gehänges

im oberen Fleimser Thale, andererseits am linken Ufer des Avisio den Südwestabhang des Monte Mulatto bildet; zweitens östlich von Predazzo, ebenfalls unmittelbar ausser dem Dorfe, wo er als eine mächtige Masse am Südabhange des Mulatto aufgestaut ist.

v. Richthofen bezeichnete auch ein an der Malgola an dem Predazzo zugekehrten Vorsprung des Berges auftretendes Gestein als Granit; dieses ist jedoch ein Gemenge von Plagioklas, Hornblende und Augit mit accessorischem Orthoklas und Biotit, und wird demnach heute zum Monzonit gerechnet.

Ueber das Alter und die tektonischen Verhältnisse des Fleimser Eruptivstockes, dessen Kernmasse unser Granit bildet, geben die Forschungen des Herrn Bergraths Dr. v. Mojsisovics Aufschluss.[1])

Die Beobachtungen der Structurverhältnisse ergaben, dass der weitaus grösste Theil des in Rede stehenden Gesteines echte Granitstructur besitze; man unterscheidet jedoch hiebei eine grobkörnige und eine feinkörnige; jene ist die vorherrschende. — Eine Partie des Granites ist jedoch dadurch ausgezeichnet, dass sie eine echte Granitporphyr-Structur aufweist: Aggregate von 1—2 Mm. langen Orthoklas- und 2 Mm. Durchmesser zeigenden Quarzkrystallen und Körnern treten gegensätzlich zu Feldspath- und Quarzaggregaten auf, welche aus 0·25 Mm. und 0·12 Mm. grossen Elementen bestehen.

Wie sich demnach im Granit von Predazzo nach den Structur-Verhältnissen verschiedene Varietäten unterscheiden lassen, ist dies auch bezüglich der mineralogischen Zusammensetzung der Fall.

An dem Aufbau sämmtlicher Granitvarietäten sind als typische Gemengtheile der Orthoklas, Plagioklas und Quarz betheiligt; hiezu tritt als vierter wesentlicher Bestandtheil je nach den verschiedenen Varietäten Magnesiaglimmer, Hornblende oder Kaliglimmer; als accessorische Mineralien finden sich: Turmalin, Albit, Granat, Calcit, Lievrit, Scheelit, Kupferkies.

Der Kaliglimmer und Granat werden von mir als neue Gemengtheile nachgewiesen; alle übrigen sind bezüglich ihres mikroskopischen Verhaltens in früheren Arbeiten, insbesondere durch Tschermak beschrieben, so dass ich mich im Folgenden vornehmlich auf eine mikroskopische Charakteristik der Gemengtheile beschränken werde.

Orthoklas.

Die Orthoklase überwiegen, was das relative Mengenverhältniss anbelangt, die Quarze und Plagioklase.

Sie erscheinen makroskopisch als Aggregate von Körnern, welche je nach den verschiedenen Varietäten verschiedene Nuancen der rothen Farbe zeigen.

Diese Körner erweisen sich mikroskopisch als durch seitliche oder an den Polen erfolgte Hemmung nicht zur Ausbildung gelangte Krystalle; nur in dem Gesteine, welches nach der Structur und den Gemengtheilen als ein Granitporphyr betrachtet werden muss, bemerkt

---

[1]) Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, S. 385 fg., sowie S. 393 u. 524.

man neben den Krystallkörnern auch noch ausgebildete Krystallindividuen.

Wenn die Orthoklase Zwillingsbildung zeigen, was sehr selten nachgewiesen werden konnte, so erweist sich diese stets als eine nach dem Carlsbader Gesetz erfolgte.

Durch mehr oder weniger reichliche Infiltration einer eisenockerartigen Substanz, welche in Form von feinem, rothen Staub die Masse der Krystallkörner durchdringt, und durch die meist bis zu einem hohen Grade vorgeschrittene Zersetzung erweisen sich diese als undurchsichtig und mehr oder minder deformirt.

Deswegen konnten auch ausser jenem Staub und nicht selten sich vorfindenden, hexagonal begrenzten, blutrothen Eisenglanztäfelchen keinerlei Einschlüsse nachgewiesen werden.

Plagioklas.

Auch die Plagioklase treten in Aggregaten von Krystallen auf; diese zeigen sich mikroskopisch in rechteckigen, röthlichen oder rothbraunen Durchschnitten und aus zahlreichen Lamellen zusammengesetzt.

Im Allgemeinen treten sie, was das relative Mengenverhältniss anbelangt, hinter den Orthoklasen zurück; in denjenigen Varietäten, welche durch die reichliche Führung von Biotit oder Hornblende ausgezeichnet sind, sind sie häufiger als in solchen, welche dieser Gemengtheile entbehren.

Zumeist sind die Plagioklase in derselben Weise, wie die Orthoklase, von feinem, rothen Staube durchdrungen und zersetzt, so dass es im Dünnschliffe bei gewöhnlichem Lichte schwer ist, sie von diesen zu unterscheiden; mit Hilfe des polarisirten Lichtes gelingt dies jedoch, indem kleine, noch unzersetzte Partien des Krystalls dann deutlich polysynthetische Zwillings-Zusammensetzung erkennen lassen.

Ueberdies zeigen sich die Plagioklase in einigen Granitvarietäten in einer sehr charakteristischen Weise umgewandelt: sie haben, wie Lemberg[1]) schon berichtet, „eine hell- bis dunkelgraue Farbe angenommen, den Glanz eingebüsst und sich in eine mit dem Messer schneidbare, dem Serpentin ähnliche Masse umgewandelt"; dann beobachtete ich rundliche Körner, welche nicht durchweg in dieser Weise umgeändert waren: denn an den Bruchflächen dieser Körner bemerkt man die centrale Partie als weissliche, staubartige Masse, welche von einem dunkleren, fettig glänzenden, lauchgrünen Hofe (oder Schale) umgeben ist, in dem man noch recht deutlich die im Anfangsstadium der Zersetzung noch befindlichen Plagioklasplatten bemerkt. Es scheint also in diesem Falle die Umwandlung von einem bestimmten Punkte in einem Plagioklas-Aggregate auszugehen und dann centrifugal sich zu verbreiten. — Jedoch ist die Umwandlung sowohl in dem einen von Lemberg, als in dem letzteren, von mir beobachteten Falle eine in ihrem Umfange begrenzte: denn man sieht niemals grössere Par-

---

[1]) J. Lemberg, 5. Ueber Silicat-Umwandlungen. Zeitschr. d. d. geolog. Ges. p. 2.

tien des Gesteines umgewandelt, sondern die Umwandlungsproducte erreichen eine Korngrösse, die 5 Mm. im Durchmesser niemals übersteigt.

Im Dünnschliffe sieht man an einem in dieser Weise umgewandelten Plagioklaskrystall die denselben zusammensetzenden Lamellen in eine Menge von übereinander gelagerten, parallelopipedischen, lauchgrün gefärbten Säulchen zerfällt; hie und da sieht man zwischen umgewandelten Lamellen zwei oder drei noch im frischen Zustande.

Lemberg unterzog sehr wenig und sehr stark in dieser Weise veränderte Plagioklase einer chemischen Untersuchung; aus den Resultaten der Analysen, von denen drei im Folgenden angeführt sind, ist die chemische Umwandlung des ersteren in letztere ersichtlich:

I. Sehr wenig veränderter Plagioklas.
II. Sehr veränderter dunkelgrüner Plagioklas.
III. Sehr veränderter hellgrüner Plagioklas.

	I.	II.	III.
H_2O	1·63	8·77	7·40
SiO_2	57·22	43·50	49·54
M_2O_3	24·91	27·79	28·24
Fe_2O_3	2·91	12·11	5·19
CaO	4·75	0·54	0·62
K_2O	1·76	4·08	5·19
Na_2O	6·39	0·86	2·39
MgO	0·43	2·35	1·43
	100	100	100

Man ersieht: „Die Kieselsäure ist vermindert, der Kalk und das Natron stark ausgeschieden worden und, wie schon früher beobachtet (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1870, p. 338), der Kalk rascher als das Natron. Die beiden Basen Na_2O und CaO— haben sich gegen Kali und Magnesia ausgetauscht, jedoch in kleinerer als äquivalenter Menge, dagegen ist viel Wasser und Eisenoxyd aufgenommen.“

In einem Schliffe, welcher aus einem Contact mit Melaphyr zeigenden Granithandstück gewonnen war, zeigten sich an einzelnen Stellen in wunderbar glasiger Frische glänzende Plagioklaskrystalle; hier liegt wohl eine local erfolgte Regeneration der im Begriffe der Umwandlung gestandenen Plagioklase vor.

Quarz.

Die kornförmigen Aggregate von Quarzkörnern erscheinen wie Knoten in dem Geflechte der Feldspath-Aggregate.

Sie besitzen je nach der mittel- oder feinkörnigen Structur der einzelnen Varietäten eine Grösse von circa 4 oder 1—1·5 Mm. Durchmesser. Demgemäss zeigen auch die Elemente der Aggregate eine Grösse von ungefähr 0·6—1·4 oder 0·3 Mm.

In derjenigen Granitpartie, welche schon früher als ein Granitporphyrgang erklärt wurde, treten neben 1·2—2 Mm. grossen Quarzkrystallen auch Aggregate von Quarzkörnern auf, deren Grösse zwischen 0·04 und 0·18 Mm. variirt.

Die Quarze der meisten Varietäten sind wie die Quarze der „primären Granite“ durch die grossartige Fülle von Flüssigkeitseinschlüssen ausgezeichnet; die Quarze gewisser Granitpartien stehen hingegen, was die Menge der Flüssigkeitseinschlüsse anbelangt, denen der Felsitporphyre nahe.

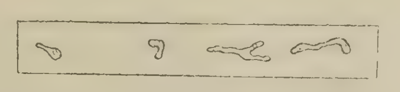
Diese Einschlüsse sind in Bändern oder Schnüren angeordnet oder in Schwärmen vereinigt, von welchen jene nach allen Richtungen hin ausstrahlen.

Die einzelnen Flüssigkeitseinschlüsse sind von der verschiedensten Gestalt; man bemerkt zumeist rundliche, langgestreckte und astförmige Formen. Zumeist zeigen sie keine Libelle; viele eine sehr deutliche mit dem charakteristischen feinen Rande, und in lebhafter Bewegung begriffen.

Sehr interessant war die Beobachtung der Einschlüsse von zwei ungemischten Fluida in demselben Hohlraume; dieser hatte eine retortenförmige Gestalt und enthielt zum grössten Theile eine im durchfallenden Lichte gelblichweiss erscheinende Flüssigkeit; auf dieser schwamm, wie ein Oeltropfen auf Wasser, eine klare, farblose Flüssigkeit, welche eine in lebhafter Bewegung befindliche Libelle umschloss.

Dann verdienen noch die Flüssigkeitseinschlüsse mit zwei Libellen hervorgehoben zu werden. Ich bemerkte deren nur wenige; in einem langgestreckten (0·018—0·0216 Mm. lang, 0·0018 Mm. breit), kanalartigen Hohlraume, der in einigen Fällen auch eine einfache Verzweigung aufweist, befindet sich eine gelblichweiss erscheinende Flüssigkeit, in welcher weit von einander getrennt zwei unbewegliche Libellen liegen.

Die beigegebenen Holzschnitte sollen die letzteren, sowie die früher erklärten Flüssigkeitseinschlüsse versinnlichen.



Die denkwürdige Entdeckung von Glaseinschlüssen in den Quarzen bestimmter Partien des Granites von Predazzo sichert diesem eine ausserordentliche Bedeutung.

Als ich in einem Quarze der Granitpartie, welche dem Monzonit am Südabhange des Mulatto übergreifend aufgelagert ist, die ersten Glaseinschlüsse entdeckte, traute ich, durchdrungen von der herrschenden Ansicht, dass „Glas“ und „Granit“ sich vollkommen ausschliessen, anfangs kaum meinen Augen; denn solche Glaseinschlüsse von einer Echtheit, die über jeden Zweifel erhaben ist, waren bisher nur aus den Quarzen der Felsitporphyre, Trachyte u. s. w. bekannt; und ich bin überzeugt, dass ein Fachkundiger aus der alleinigen Besichtigung

der vorliegenden Glaseinschlüsse auf einen Quarz eines jener obigen Gesteine als matrix schliessen könnte.

Es gelang mir ferner auch in den Quarzen anderer, structurell und mineralogisch von einander verschiedener Granitpartieen, welche, die obersten Partieen des Granits bildend, im Contact mit dem Melaphyr sich befinden, Glaseinschlüsse in reicher Menge nachzuweisen.

Durch ebenfalls zahlreiche, doch sehr mannigfaltige, oft prächtig geformte Glaseinschlüsse sind auch die Quarze eines Granites ausgezeichnet, der „bei Predazzo“ vorkömmt, dessen genauere Provenienz mir jedoch zu eruiren leider nicht gelungen ist.

In den Quarzen der einem tieferen Niveau angehörigen Granitpartieen, welche im Travignolo- und Avisio-Thale nahe der Strasse durch Steinbrüche aufgeschlossen sind, konnten hingegen trotz der genauesten Untersuchung absolut keine Glaseinschlüsse aufgefunden werden.

Die Grösse der Glaseinschlüsse ist eine verschiedene; doch sind solche, welche einen Durchmesser von 0·01 Mm. erreichen, die häufigsten; die grössten messen 0·03—0·08 Mm., die kleinsten 0·0036 bis 0·009 Mm.

Die Form der Glaseinschlüsse ist im Allgemeinen eine ovale (Fig. I, II, III); doch gibt es auch viele Einschlüsse, welche eine ausgezackte (Fig. IV), keilförmige (Fig. V) oder birnförmige Gestalt (Fig. VI, XIII) besitzen. Aeusserst prächtig erscheinen die grossen, ovalen Einschlüsse, welche an ihren Polen Krönchen von Glasspitzen zeigen, oder an ihrer ganzen Oberfläche von feinen Glasspitzen über und über besetzt sind (Fig. IX, X, XI).

Ein durch seine ausserordentliche Grösse ausgezeichneter Glastropfen — er misst der Länge nach 0·084, der Breite nach 0·0588 Mm. — hieng gleichsam an zwei Glasfäden in der umgebenden Krystallmasse; an dem Ende eines Fadens hieng ein zweiter, bei weitem kleinerer Glastropfen (Fig. XII).

Alle Glaseinschlüsse sind durch eine den notorischen Glaseinschlüssen zukommende, äusserst feine Umrisslinie charakterisirt.

Die Glasmasse selbst ist durchweg farblos, in den meisten Fällen rein von jeglicher Interposition; im Glaskörper einiger Einschlüsse beobachtete ich jedoch eine mehr oder minder vorgeschrittene krystallitische Entglasung; Fig. XI zeigt einen Einschluss, dessen Glasmasse von einer grossen Menge wirr durcheinander liegender und sich kreuzender Nadeln durchspickt ist.

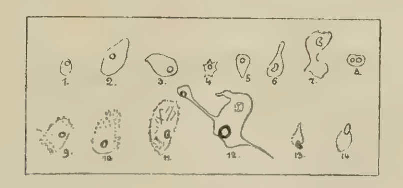
In einem einzigen Glaseinschlusse, und das ist derjenige, der durch die oben erwähnten fadenförmigen Fortsätze ausgezeichnet ist, beobachtete ich einen schön ausgebildeten, grünlichen, wahrscheinlich dem rhombischen Systeme angehörigen Krystall (Combination) (Fig. XII).

Meist bergen die Glaseinschlüsse in sich ein mit breitem, dunklen Rande versehenes, fixes Luftbläschen von kugelförmiger, ovaler oder

wurstförmig (Fig. VI u. VII) gekrümmter Gestalt. Nicht selten fanden sich auch Einschlüsse mit zwei Bläschen (Fig. VIII). Ausserdem sah ich oft noch Einschlüsse, deren Bläschen nur an dem Glas hafteten (Fig. XIII u. XIV). — Vielmals versuchte ich eine bedeutende Erwärmung der glasführenden Schliffe; niemals zeigte sich an den Luftbläschen eine Volumsveränderung oder die mindeste Bewegung.

Die Glaseinschlüsse kommen selten einzeln oder zu wenigen, sondern zumeist in Schwärmen zu 5—15 Stück im Innern der Quarze, in der Nähe der Mitte, vor. Nie gelang es mir, sie an der Peripherie der Quarzkörner aufzufinden. Stets kommen sie in der Nähe von nach Tausenden zählenden Flüssigkeitseinschlüssen vor.

Die folgenden Holzschnitte bieten eine Uebersicht der am häufigsten auftretenden und einiger besonders merkwürdiger Formen.



Wenn ich es im Folgenden unternehme, aus dem Bereiche der Thatsachen ein wenig herauszutreten und, das Gebiet der Reflexion betretend, die Fragen vorlege:

1. In welchem Zustande befanden sich die glasführenden Granitpartieen zur Eruptionszeit?

2. Wie erklärt es sich, dass nur die obersten Partieen des Granites glasführend sind?
so erfolgen diese vornehmlich deshalb, weil sie sich gleichsam von selbst dem Beobachter aufdrängen.

Bezüglich der Beantwortung der ersten Frage citire ich vorerst eine Erklärung, welche von einem Meister der Petrographie, F. Zirkel in Leipzig, anlässlich der Besprechung des Quarzes in seinem Werke: „Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, Leipzig 1873“ gegeben wurde.

F. Zirkel leitet zunächst aus dem bis jetzt in hunderttausende durchmusterten Quarz-Individuen der Granite constatirten Mangel von Glaseinschlüssen den Schluss ab, „dass das Eruptivmagma der Granite sich nicht in einem lavaartigen Schmelzflusse befunden, dass dagegen während seiner Festwerdung das Wasser eine wesentliche Rolle gespielt habe“ und consequenterweise aus der nachgewiesenen Coexistenz von Partikeln unzweifelhaften Glases und zahlreicher Flüssigkeitseinschlüsse in den Quarzen der Felsitporphyre, „dass das Gestein einstmals einen wirklich geschmolzenen Zustand besessen habe, doch dieser Schmelzfluss aber auch noch in hohem Masse durchwässert war“.

Die Beobachtung lehrt nun, dass in den Quarzen der glasführenden Partieen des Granites von Predazzo ein analoges Mengenverhältniss zwischen Glas- und Flüssigkeitseinschlüssen besteht, wie in den Quarzen der Felsitporphyre. Wenn wir ferner die Bedingungen der Genesis beider Einschlussarten in den beiden Gesteinen als die gleichen annehmen — wogegen heute nichts Stichhältiges eingewendet werden kann —, so sind wir im Rechte, die in Rede stehenden Granitpartieen als erstarrte Laven zu erklären.

Die merkwürdige Thatsache, dass die glasführenden Quarze ausschliesslich — wenn man von der oben erwähnten glasführenden, doch hinsichtlich ihrer Verbreitung nicht genau bekannten Granitpartie absieht — in der obersten übergreifenden Granitpartie sich finden, während in den tieferliegenden und tiefsten Granitpartieen kein Glas nachgewiesen werden kann, wird sehr verständlich, wenn man die Bedingungen, unter welchen sich Glas im aufsteigenden Magma bildet, in's Auge fasst.

Im Eruptionsschlote selbst verhinderten der Druck der über dem vulcanischen Gebiet zur Eruptionszeit lastenden Wassermasse einerseits, der gegenseitige Druck der Magmamasse selbst und der von den Monzonit-Flanken seitlich ausgeübte, das Entweichen der im Magma absorbirten Liquida und im Vereine mit diesem Factor eine Desindividualisirung des Magmas.

Der Theil des granitischen Magmas jedoch, welcher sich höher emporhob und sich dann dem Monzonite übergreifend auflagerte, stand allein nur mehr unter dem Drucke einer bedeutend geringeren Wassersäule: der geringe Druck und die theilweise Entfesselung der absorbirten Liquida führten die theilweise Durchglasung des Magmas herbei.

Diese auf stricten Thatsachen sich gründenden Reflexionen dürften sehr wohl geeignet sein, die von Herrn Dr. Ed. Reyer neu begründete Theorie der Eruptionen wesentlich zu kräftigen.

Herr Bergrath v. Mojsisovics, welcher durch Herrn Prof. Doelter's Mittheilungen wohl von der Glasführung des Granits von Predazzo unterrichtet war, aber nicht wusste, dass die tieferen Granitmassen glasfrei sind, vermuthete bereits auf Grund der Reyer'schen Anschauungen, dass, wie es thatsächlich der Fall ist, in grösserer Tiefe echter glasfreier Granit vorhanden sein dürfte[1]).

Die in den verschiedenen Granitpartieen den beiden Feldspäthen und dem Quarze associirten Gemengtheile: Magnesiaglimmer, Hornblende oder Kaliglimmer treten, was das Mengenverhältniss anbelangt, hinter jenen meist ganz und gar in den Hintergrund.

Der Magnesiaglimmer übertrifft hinwieder an Menge die Hornblende, diese den nur in zwei Granitpartieen auftretenden Kaliglimmer.

---

[1]) Dolomitriffe von Südtirol etc. S. 387.

Magnesiaglimmer.

Unzersetzt tritt er in Krystallform auf und zwar in schwarzen oder dunkelbraunen Täfelchen von hexagonalem Umriss von 2—3 Mm. Durchmesser und verschiedener Dicke. Im Dünnschliffe sieht man ihn dann in Form von Platten, welche dunkelbraun oder dunkelgrün gefärbt und durch sehr starken Dichroismus ausgezeichnet sind. Krystalle enthalten Magnetitkörner eingeschlossen.

Der zersetzte Magnesiaglimmer ist gebleicht und in eine formlose, chloritische Substanz umgewandelt.

Hornblende.

Die Hornblende tritt in einigen Granitpartieen als selbstständiger, die Feldspathe und den Quarz begleitender Gemengtheil, in anderen in Gesellschaft des Magnesiaglimmers auf.

Unzersetzt erscheint sie makroskopisch dunkelgrün, von prismatischem Habitus; im Dünnschliffe in olivengrünen, stark dichroitischen Krystalldurchschnitten von recht- oder sechseckiger Umgrenzung, welche die der Hornblende charakteristische Spaltbarkeit durch schwarze, sich unter schiefen Winkeln kreuzende Risse erkennen lassen.

Diese Risse schliessen oft grosse Magnetitkörner ein.

Meist mehr oder minder zersetzt bietet sie mikroskopisch einen ähnlichen Anblick wie zersetzter Magnesiaglimmer.

Kaliglimmer.

Der Kaliglimmer tritt nur in zwei Partieen des Granites als wesentlicher mineralogischer Bestandtheil auf; in diesem Falle ist er in so äusserst geringer Menge und in so kleinen Partieen vorhanden, dass der Nachweis erst mikroskopisch gelingt. Da erscheint er in Form von mattgrünen, gebogenen und geknickten Blättchen und Fetzen, die im polarisirten Lichte lebhafte Perlmutterfarben zeigen.

Accessorische Mineralien.

Schwarzer Turmalin — im Dünnschliff dunkelgrün und sehr lebhaften Dichroismus und Absorption zeigend — durchbricht in Form von Strahlenbüscheln das Gestein.

Er kommt nur in einzelnen Punkten desselben vor; in der oberen Granit-Partie wurde er nicht beobachtet.

Wegen dieses accessorischen Gemengtheiles erhielt das Gestein von L. v. Buch den Namen „Turmalingranit“.

Lichtfärbige, erst mikroskopisch erkennbare Granatkörner wurden in einer einzigen Granitpartie beobachtet.

Eisenglanz tritt ausser als Einschluss in den Feldspathen auch nicht selten selbstständig in Form traubenförmiger oder wolkiger Massen von blutrother Farbe und sammetartigem Glanze oder in schönen kochenillrothen Täfelchen auf.

In Drusenräumen des Gesteines finden sich Mineralien, welche sich bislang eines bedeutend lebhafteren Interesses seitens der Mineralogen erfreuten, als das Gestein selbst, welches sie birgt. De Lapparent beobachtete Calcit, Liebener Lievrit und Scheelit, L. von Buch, Trinker u. A. Kupferkies[1]; Dölter beschrieb tafel- und säulenförmige, 1—4 Cm. lange Orthoklaskrystalle, strahligen und säulenförmigen Habitus besitzenden Turmalin, kleine Albitzwillinge und Quarzkrystalle[2].

Kjerulf[3] und Lemberg[4] unterzogen den Granit einer chemischen Untersuchung; ersterer verwendete eine Probe aus einer feinkörnigen Partie, letzterer eine turmalinfreie; die Analysen ergaben folgende Resultate:

	Kjerulf		Lemberg
SiO_2	70·725		71·56
M_2O_3	14·161		13·66
FeO	3·225	Fe_2O_3	2·79
CaO	1·026		0·83
K_2O	5·366		5·23
Na_2O	2·544		3·77
MgO	0·659		0·23
Glühverlust	1·100	H_2O	0·82
	98·806		98·89

II. Uebersicht der Granitvarietäten.

Eine detaillirte Beschreibung der einzelnen Granitvarietäten halte ich deswegen für überflüssig, weil der Charakter der Hauptgemengtheile, der Feldspathe und des Quarzes, wie er oben dargestellt wurde, im Wesentlichen, abgesehen von den Einschlüssen, nicht differirt.

Ich beschränke mich daher im Folgenden nur auf eine gedrängte Uebersicht der nach meinen Erfahrungen bei Predazzo auftretenden Granitvarietäten, wobei die den Feldspathen und dem Quarze associ-

---

[1] Tschermak, Porphyrgesteine Oesterreichs 1866, pag. 122.

[2] C. Dölter, Beiträge zur Mineralogie des Fassa- und Fleimser-Thales. Mineral. Mittheilungen 1877, 1. Heft, pag. 81.

[3] v. Richthofen, Geogn. Beschr. d. Umgebung von Predazzo etc. 1860, sub „Turmalingranit".

[4] J. Lemberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 5. Ueber Silicatumwandlungen, pag. 2.

irten wesentlichen Gemengtheile, die Einschlüsse und die Structurverhältnisse die leitenden Momente abgeben sollen.

I. Gesteine aus dem Avisio-Thale.

1. Am Westabhang des Mulatto trifft man einen röthlichweissen, mittelkörnigen Granit, der durch seinen reichlichen Biotitgehalt und den von nur sehr geringer Menge von Eisenoxyd infiltrirten Feldspath vor allen anderen Granitvarietäten ausgezeichnet ist.

Ferner wurde an diesem Granite weder makroskopisch noch in Schliffen die Umwandlung des Plagioklases in jene grüne, oben beschriebene Masse beobachtet.

2. Auf der rechten Thalseite, an der Strasse von Predazzo nach Mezzavalle, steht ein blassrother, mittelkörniger Granitit an.

Der Plagioklas desselben ist frischer als der Orthoklas; doch findet sich an manchen Stellen auch grüner, umgewandelter Plagioklas.

Der Quarz enthält als besondere Einschlüsse: Flüssigkeitseinschlüsse mit zwei Libellen (vide pag. 11), grüne, wohlausgebildete Turmalinkryställchen und Magnesia-Glimmerblättchen.

Accessorisch sind: Eisenglanz in wolkigen Massen, Granatkörner und strahliger Turmalin.

II. Gesteine aus dem Travignolo-Thale.

1. In einem Steinbruch am Südfusse des Mulatto ist der bereits mehrmals erwähnte rothe Granitporphyr aufgedeckt.

In einem äusserst feinkörnigen Gemenge von den beiden Feldspathen und Quarz sind grosse Krystalle derselben Mineralien ausgeschieden.

Ausserdem ist noch Kaliglimmer vorhanden.

Strahliger Turmalin tritt accessorisch auf.

2. In einem zweiten Steinbruch findet sich ein sehr blassrother, feinkörniger Muscovitgranit.

3. In einem anderen Steinbruch zeigt sich ein fleischfarbiger, mittelkörniger, hornblendeführender Granitit, dessen Quarze durch reichliche Einschlüsse von Trichiten ausgezeichnet sind.

Ein wegen seiner örtlichen Verbreitung mir nicht genau bekannter, sehr blassrother, mittelfeinkörniger Amphibolgranit, dessen Quarze durch die zahlreichen und prächtig geformten Glaseinschlüsse und die oben beschriebenen Einschlüsse von zwei ungemischten Flüssigkeiten ausgezeichnet sind, möge hinüberführen zu den

III. Glasführenden Graniten am Südabhang des Monte Mulatto,

welche, die obersten Partieen der Granitmasse bildend, zum Theil unmittelbar unter den Melaphyr hinabtauchen.

1. Ein fleischrother, mittelfeinkörniger Amphibolgranit.

2. Ein braunrother, grobkörniger Granitit, dessen Plagioklase an mancher Stelle glasige Frische besitzen, und dessen Quarze büschelförmig von einem Punkte ausstrahlende Trichite einschliessen.

Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen.

Von Dr. Guido Stache und Conrad v. John.

Nr. II. Das Cevedale-Gebiet als Hauptdistrict älterer dioritischer Porphyrite (Palaeophyrite).

Mit Taf. XII—XV. (III—IV der Beiträge.)

A. Topische und geologische Verhältnisse.

Umgrenzung und Gliederung des Gebietes.

Mit Rücksicht auf die dem ersten Beitrage vorangeschickte allgemeine Orientirung können wir uns in diesem einleitenden Abschnitt kurz fassen. Nächst der Umgrenzung und der Darlegung der orographischen Gliederung bedarf jedoch auch das Verhältniss der specielleren Verbreitung und Ausbildung der stratigraphischen Hauptgruppen einiger erläuternder Worte. Die Verbreitung, das geologische Alter und das tektonische Verhalten der hier ausführlicher zu behandelnden Gesteinsgruppen kann erst auf dieser Grundlage erörtert werden. Vieles fehlt noch, um den Gegenstand in ganz befriedigender und erschöpfender Weise darzulegen. Die grossen Gletschermassen und ausgedehnten Schneefelder, und die Steilheit und Höhe der Felswände setzen der Verfolgung specieller Fragen oft unüberwindliche Hindernisse entgegen.

Die Umgrenzung des Cevedale-Gebietes für unseren Zweck wird durch einen Kreis gegeben, als dessen Radius die Entfernung des Monte Cevedale oder der Zufallspitze als Centralpunkt von der Höhe des Gavia-Passes gelten kann. Die Peripherie dieses Kreises tangirt vom Gavia-Pass (zwischen C. de Tre Signori und Mte. Gavia) ab gegen Norden über Ost nach Süd die Punkte: Rezzo-Pass, M. Sobretta, M. Gobetta, S. Nicolo in Val Furva, M. Cristallo, Wormser-Joch, Stilfs im Praderthal, Tschengelsköpfl, Saurüssel, Weissmandl, Thal in Martell, Flimmjoch, Weissbrunn in Hinter-Ulten, Rabbi-Joch,

Rabbi, Mezzana, Fucine- und schliesst mit dem Passo di Montozzo wieder an den Ausgangspunkt an.

Innerhalb dieses Kreises liegen alle bisher bekannt gewordenen Vorkommen der für das Cevedale-Gebiet speciell charakteristischen Gesteinsgruppe, welche den Hauptgegenstand dieser Arbeit bildet.

Nach drei Hauptrichtungen gehen direct vom Centralkörper dieser peripherisch umschriebenen Hochgebirgsmasse tief eingeschnittene Thallinien aus, welche dieselbe in drei verschiedenartig sich gabelnde und verzweigende Hauptglieder theilen. Die centrale dreikantige Pyramide des Cevedale wird durch drei Depressionen: die Firkele-Scharte, den Passo la Mare und den Sulden-Pass von den drei mächtigen, gleichsam radialen Hauptrippen abgehoben, welche sich ihrerseits in kurzen oder längeren Abständen in langgezogene, höchste Gebirgsrücken verzweigen. Die drei Tiefenlinien sind: Martellthal (Plimabach) mit der Richtung NO, Val Furva (Frodolfo Fl.) mit der Richtung W, und Val di Pejo (Torr. Noce) mit der Richtung S bis SO.

Der nordwestliche Kreisabschnitt zwischen der Plima und der Frodolfo-Linie umfasst den zwischen der Suldenspitze und dem Wormser-Joch gelegenen, in NW streichenden Abschnitt des Hauptscheide-Rückens zwischen Etsch und Adda mit seinen vier riesigen, die höchsten Spitzen tragenden Seitenkämmen. Von diesen Seitenarmen gehen zwei nach Nord ab: erstens der Eisseekamm, der durch das Eisseejoch von der Suldenspitze des Hauptkammes getrennt, über Madritsch- und Schöntauf- und innere Pederspitze zur Schildspitze fortsetzt und sich in den westlichen oder Tschengelser Arm mit dem Hohen Angelus und den östlichen oder Laaser Arm mit der Laaser-Spitze gabelt, — zweitens der Ortlerkamm, welcher vom Ortler-Pass unmittelbar zur höchsten Erhebung des ganzen Gebietes zur Ortlerspitze ansteigt und über Tabaretta und Hochleitenspitze zum Zumpanellberge abfällt.

Nach Süden zweigt sich mitten von dem die beiden Nordarme verbindenden Theil des Hauptgrates und zwar direct von der Königsspitze zunächst gegen Süd gewendet, aber nach kurzer Strecke in rechtem Winkel nach West umbrechend der Hochrücken des M. Confinale ab, während der zweite Nebenarm, der lange Cristallo-Grat, am Geisterspitz, etwa in der Mitte zwischen Ortler-Pass und Wormserjoch vom NW gerichteten Hauptkamm direct nach West zieht.

Unter diesen vier Gebirgsgliedern des Nordabschnittes konnte nur im Bereiche des Cristallo-Rückens bisher keine Spur von den hier in Rede kommenden Eruptivgesteinen nachgewiesen werden.

Die Ortler-Basis, sowie der Confinale-Rücken und die Abzweigung der Eisseespitze bergen die Hauptpunkte der interessanten Gesteine, welche das Hauptobject dieses Beitrages bilden, und zwar sind es ausser den oberen Gebieten der grossen Grenzthäler auch die oberen Gebiete der beiden innerhalb des ganzen Abschnittes eingetieften Thalfurchen, nämlich des Suldenthales und des Val di Zebru, welche Anhaltspunkte für die Verbreitung dieser Gesteine geliefert haben.

Der grosse Südabschnitt, welchen der Lauf des Frodolfo-Flusses und des Torr. Noce begrenzt, ist im Wesentlichen durch die starke Entwickelung des die Hauptwasserscheide südwärts vom Ceve-

dale gegen den Tonale-Pass fortsetzenden Mittelkammes ausgefüllt. Auf der ganzen Erstreckung dieses Kammes (bis zum M. di Vioz nach Süd, über M. Saline, Pizzo Taviela, Punta Cadini nach SW, über M. Giumella und Pizzo del Mare nach W, und bis zum Corno di tre Signori von Neuem nach SW mit schliesslicher Umbiegung nach SO gegen den Passo di Montozzo) gehen rechts und links zahlreiche hohe, aber kurze Nebengrate ab, welche sich nicht zu selbstständigeren Gebirgsgliedern entwickeln. Nur eine einzige, sich in zwei Hauptarme spaltende ausgedehnte Gebirgsmasse gliedert sich als westliche Dependenz davon ab. Es ist der vom Corno dei tre Signori durch den Gavia-Pass getrennte Mte. Gavia, welcher nach SW in die hohe, steile Gräte des M. Passogrande ausläuft, während gegen NW nur durch den Einschnitt des Rezzo-Passes davon getrennt sich die breite Masse der Sobretta- und Gobetta-Gruppe anschliesst.

Im Verhältniss zu seiner Grösse bietet dieser ganze zweite Hauptabschnitt des Cevedale-Gebietes eine nur geringe Anzahl von Fundpunkten eruptiver Gesteine. In anstehenden Massen wurden sie bisher nur im Bereich des Gavia-Rückens constatirt.

Den dritten oder östlichen Hauptabschnitt des Gebietes scheidet der Torr. Noce vom südlichen und der Plimabach vom Nord-Abschnitte. Vom Firkele-Schartl setzt die östliche Kante der Cevedale-Pyramide über die Venezia-Spitze zur hinteren Roth-Spitze fort. Dieser west-östliche Hochgrat spaltet sich in zwei gewaltige langgestreckte Gebirgsarme, direct zunächst in einen südlichen und einen nördlichen. Der erstere zieht nach Süd und biegt vom Cadinel scharf gegen Ost um, indem er den Lauf des Torrente Rabbies und das Val di Rabbi vom Laufe des Torrente Noce und von dessen 4 Thalstufen (Val di Venezia, Val del Mare, Val di Pejo und dem unteren Sulzberg oder Val di Sole) trennt.

Der nördliche Arm, welcher das langgestreckte Martellthal von dem noch längeren Ultenthal trennt, entsendet in kurzer Strecke von seinem Gabelpunkt mit dem Südarme einen mächtigen, sich gegen Ost immer breiter verzweigenden Seitenrücken, welcher seinerseits die Scheide zwischen dem Ulten und dem Val di Rabbi vermittelt.

In diesem dritten Abschnitt ist das Vorkommen der hier speciell zu behandelnden Eruptiv-Gesteine gleichfalls ziemlich beschränkt, aber es reicht doch bis in das Gebiet des hinteren Ulten- und des Rabbithales.

Geologische Verhältnisse.

Das Wesentliche über die das Cevedale-Gebiet zusammensetzenden Schichtengruppen ist bereits aus der dem ersten Beitrage vorangeschickten allgemeinen Einleitung zu entnehmen.

Wir müssen in Erinnerung bringen, dass wir dort ausser den Glacial-Ablagerungen die zum Theil schon triadischen Kalk- und Dolomitmassen, die darunter liegenden, bisher mindestens als permisch angesehenen Grünschiefer und Grünwacken (Verrucano Theobald's), die mit meist krystallinischen Kalklagern (Bänderkalken) in Verbindung stehenden Quarzphyllite und Thon-

glimmerschiefer, die phyllitische Gneissformation und die fast nur in den beiden letzten Schichtengruppen auftretenden massigen und eruptiven Gesteine als die das ganze Gebirgsgebiet zusammensetzenden Hauptglieder in besonderen Capiteln besprochen haben.

Hier liegt nun die Aufgabe vor, die Art des Aufbaues der Hauptgebirgskörper des radial gegliederten Cevedale-Gebietes aus diesen geologischen Gruppen in Kürze zu skizziren und dabei vornehmlich den Verhältnissen der den Hauptgegenstand dieses Beitrages bildenden krystallinischen, pyrogenen Gesteinsformen Rechnung zu tragen.

Im nordwestlichen grössten Kreisausschnitt des die Schneepyramide des Mte. Cevedale umgebenden peripherischen Gebietes, welchen der Frodolfo-Fluss gegen West und der Plimabach gegen Ost in Süd begrenzt, haben wir die zweigliedrige Eisseespitz-Abzweigung oder die Laaser Gebirgsmasse und die ebenfalls zweigliedrige Suldenspitz-Abzweigung mit dem Ortler und dem Mte. Confinale als Hauptmarksteine zu skizziren.

Die Laaser Gebirgsmasse repräsentirt ein Dreieckgebiet, zu dessen Winkeln steile Hochkämme aus der Mitte ziehen, welche durch die ansehnliche Gletschermasse des Laaser-Ferners ausgezeichnet ist. Die drei Tiefenlinien, welche den Dreieckausschnitt umgrenzen, sind: das Suldenthal mit dem unteren Praderthal im Westen, das Martellthal oder die Plimafurche im Osten und der Etschlauf zwischen Neu-Spondining (879 Meter), und dem Mündungspunkt des Plimabaches (650 Meter). Der Suldenbach an den Gletscherthoren des Suldenferners hat 1955 Meter in nahezu 14 Kilometern, der Plimabach an der Brücke ober der Zufallhütte 2299 Meter Höhe in etwa 20 Kilometer Luftlinien-Entfernung vom genannten Mündungspunkte. Aus der durch die Plattenspitze, die kleine Angelusspitze und die Schluderspitze markirten, stark vereisten Mittelregion mit der hohen Angelusspitze als höchster Erhebung geht das Laaser Hochthal gegen Norden ab. Dasselbe scheidet den von der Laaser Spitze gekrönten Flügel von dem Westflügel, aus welchem die Tschengelser Hochwand oder Fernerwand wie eine Riesenburg emporsteigt. Der diese breit gespreizte peripherische Gebirgsmasse mit dem Cevedale-Centrum verbindende Gebirgshals, der beiderseits und zwar vielfach über die Kammlinie hinweg vergletscherte Hochrücken zwischen der Plattenspitze und dem Eisseepass wird von derselben durch die Querfurchen des Rosimbodens und des Pederthales etwas augenfälliger abgeschnürt.

Nur diesem Verbindungsgliede sind, soweit die bisherigen Beobachtungen reichen, die zu besprechenden Plagioklas-Hornblendegesteine eigen. Im ganzen Bereiche des nordwärts von der Rosimboden- und Pederthal-Furche gelegenen Gebirgsmassivs konnten diese Gesteine bisher nirgends eruirt werden. In Rollblöcken finden sich dieselben nur in den jüngsten Geröllmassen, sowie in den älteren mächtigen Glacialschuttmassen der Hauptthallinien des Suldenbaches und des Plimabaches, wo ihre Abstammung aus den hinteren Verbreitungsgebieten nachweisbar ist. Es zeigen aber auch die Ausweitungen und seitlichen Gehängstufen der

kleineren inneren Theile des Gebietes, wie das Laaserthal, das Tschengelsthal, das Göflanerthal, sowie auch die gegen das Martell- und das Suldenthal von den Kammlinien her eingerissenen Gebirgsfurchen reichlich recenten Moränenschutt, sowie auch Anhäufungen und Rückstände von älteren Glacial-Ablagerungen. Nirgends aber wurden in diesen nach ihrer Herkunft engbegrenzten Roll- und Geschiebemassen die Gesteine, um die es sich handelt, aufgespürt. Die riesigen Glacialschuttmassen, welche am Ausgang des Praderthales sich bis zum Tschengelsthal am Etschthalgehänge herumziehen, sowie die weiterhin auf den Stufen der südlichen Gehängseite des Etschthales sitzen gebliebenen Massen bis nahe zu dem grossen Murkegel, welchen der Plimabach bei seinem Austritte aus der Marteller Spalte in die Weitung des Vintschgaues ausgeschüttet hat, können ohne Weiteres Geschiebe und Einzelblöcke von Eruptivgesteinen aus dem hintersten Suldengebiet führen. Dagegen würde der Nachweis derartiger Gesteine in den Murkegeln des Tschengels-, Laaser- und Göflanerthales auffallender sein und auf eine bisher noch nicht constatirte weitere nördliche Verbreitung schliessen lassen.

Die breite Basis des ganzen Gebirgsabschnittes bildet die phyllitische Gneissformation. An der Basis derselben, ein Aequivalent oder eine besondere Facies ihrer unteren Abtheilung darstellend, erscheint im Martellthal in der ganzen Strecke von Thal bis zu den oberen Alphütten ein gewölbartig angelegter Complex von vielfach pegmatitartig ausgebildeten Muscovitgraniten, welche in Gneisse und feinkörnige granulitische Gesteine übergehen und mit dichten Felsit- und Hälleflintartigen Lagen, mit Quarzit- und Glimmerschiefern wechseln. Dieser Complex bildet den Boden und die hochaufragenden Steilgehänge. Es liegen darüber phyllitische Gneisse und Glimmerschiefer, denen Hornblendeschieferzüge eingelagert sind, und es folgen Knoten und Wackengneisse, ehe man die Quarzphyllitgruppe oder die durch krystallinische Kalke ausgezeichnete Facies der Kalkphyllite erreicht.

Der durch Hornblendeschieferzüge ausgezeichnete Horizont der phyllitischen Gneissformation ist am Prader Berge, am unteren Gehänge des Etschthales zwischen Bad Schgums und Göflan, sowie im Martellthal zwischen Marzon und Egg zu beobachten. Am Prader Berg liegen darüber die quarzitischen bald lamellar, bald mehr stängelig ausgebildeten Knotengneisse, welche auf der ganzen Suldener Seite eine besonders starke Verbreitung haben. Hier folgen dann Thonglimmerschiefer und Thonschiefer der Quarzphyllitgruppe. Die westlichste Kuppe des Fernerwand-Kammes, die „verborgene Blais“ besteht bereits aus diesen Schichten, und es ist wahrscheinlich, dass dieselben im ganzen Gebiete zwischen diesem Punkte, der Plattenspitze und der Laaser Spitze die Kammlinien einnehmen und nur in untergeordneter Weise Kalkeinlagerungen enthalten. Dagegen sind die durch mächtige Lager von fein- und grobkörnigem weissen Marmor und von blaugrau, röthlich und gelblich gebänderten Kalken ausgezeichneten Schiefercomplexe in hervorragender Weise auf den zwischen dem Tschengelsthal und dem Martellthal der Laaser Fernergruppe zunächst vorliegenden Spitzen und Hochrücken verbreitet.

Direct nachweisbar ist die Verbreitung dieser Complexe von den in das Tschengelsthal hinübersehenden Spitzen zwischen Fernerwand und Saurüssl durch das hinterste Laaserthal, an dem ganzen Ostgehänge des Laaserthales bis zum Laaser Wald bei Ober-Tomel, unter der Schluderspitze und Laaserspitze herum und über den Hochgrat der Jennewand zwischen der Göflaner Alpe und dem Göflaner See und auf dem langen Rücken, der von der Laaserspitze abzweigt und über Weissmandel, Laaser Schartl zum Eichberg am Eingang des Martellthales zieht.

Hier sehen die gewaltigen Kalkwände, aus denen Riesenblöcke des grobkörnigen Marteller Marmors gewonnen werden, direct in den Plimabach herunter. In der Nähe der Göflaner Alpe und auf der östlichen Seite des Laaser Thales sind die Brüche, welche die feinkörnigen Marmorplatten und den in kleineren Blöcken brechenden feinen weissen Marmor liefern, welcher unter den Namen Schlanderser und Laaser Marmor bekannt ist. Unter dem Rosim-Ferner zwischen der Schluderspitze und Lysispitze streichen die Kalklager in das hintere Lysi- und Pederthal-Gebiet. Hiermit ist man im Bereiche des schmäleren halsartigen Hochkammes, welcher die die Zufall-Spitze oder den Mte. Cevedale umgebende Eisregion mit der Ferner-Masse des breiten Laaser Gebirgsabschnittes verbindet. Die kalkführenden Schiefercomplexe liegen im Madritschthal auf denselben quarzitischen Knotengneissen, welche die kalkfreien Quarzphyllite und Thonschiefer der „Verborgenen Blais" zwischen Suldenthal und Tschengelsthal überlagern.

Im Pederthal bereits findet man Blöcke eines porphyritischen Eruptivgesteines. Daneben erscheinen verschiedene Serpentine, Granatenglimmerschiefer und Strahlsteinschiefer, welche auf eine der Ausbildung der sogenannten Schieferhülle analoge Entwickelung des hier über dem Gneiss liegenden Schiefercomplexes schliessen lassen.

Leider machten höchst ungünstige Witterungsverhältnisse es unmöglich, in der hinteren kesselförmigen Erweiterung des Pederthales über die Schildhütte hinaus aufwärts gegen die Plattenspitze oder eine der beiden Pederspitzen vorzudringen. Diese Tour ist jedenfalls lohnend und wichtig für die Gliederung der über der Gneissformation folgenden Schiefercomplexe. Auch die Touren der nächsten Tage, welche dem Madritschthal und dem Hutweidenthal, dem obersten, mitten in der Gletscherregion gelegenen Gebiete des Plimabaches gewidmet werden sollten, erzielten des Regens und Nebels wegen nicht die gehofften Resultate. Immerhin aber wurde das Vorhandensein verschiedener Abänderungen der alten Porphyrite (namentlich Nr. 6, S. 55), sowie die Vertretung der durch ausgezeichnete Bänderkalkzonen auffallenden Schiefercomplexe sowohl im Madritschthal, als im Hutweidenthal constatirt. Die Verfolgung und Aufsuchung der ursprünglichen Lagerstätten der in Blöcken herumliegenden Eruptivgesteine an den Steilgehängen des Muthspitzrückens gegen die Madritschspitze einerseits und die Eisseespitze andererseits musste aufgegeben werden, und der Rückzug aus dem hinteren Martellgebiet erfolgte bei hoffnungslos gemächlichem Herbstregen.

Das bei Weitem reichste und mannigfaltigste Material von Eruptivgesteinen findet man auf der Suldener Seite des Eisseespitz-Kammes angehäuft. Die Rollblöcke reichen vereinzelt über S. Gertrud hinaus. Der Rosimbach, welcher unter dem Ende des Suldengletschers mündet, bringt von dem Plattenspitz-Gebiete jedoch noch keinerlei Diorit- oder Porphyrit-Material herab. Es können in dem Gebiete zwischen der Vertainspitze und der Vorderen Schöntaufspitze daher kaum bedeutendere oder zahlreichere Lagermassen oder Gänge vorhanden sein. Dagegen bietet bereits die End- und Grundmoräne des Suldenferners; in reichster Mannigfaltigkeit aber der grosse östliche oder rechtseitige Moränenwall das uns interessirende Gesteinsmaterial.

Der ganze Weg zur Schaubachhütte und weiterhin aufwärts einerseits der grosse, den Gletscher bis nahe unter den Eissee-Pass begleitende Moränenwall, und andererseits die seitlich vom Wege über das Madritschjoch liegenden Geschiebemassen sind voll von den schönsten Abänderungen porphyrisch ausgebildeter Plagioklas-Hornblendegesteine. (Siehe Seite [79], Analyse Nr. 2 und Seite [87], Analyse Nr. 1 und 2.

Es ist aus der Verbreitung und reichlichen Vertretung mit Sicherheit zu schliessen, dass das Gebiet der Steilwände unter dem Ebenwandferner und die Kammlinie zwischen der Madritschspitze und dem Eissee-Pass, wo diese Gesteine in einzelnen Felsen aus der Eisdecke zu ragen scheinen, einem Hauptverbreitungsstrich dieser Gesteine entspricht. Innerhalb des unmittelbar anschliessenden grossen Gletschergebietes des Mte. Cevedale könnte am ersten ein Eruptionscentrum vermuthet werden, wenn nicht ein solches hier überhaupt fehlt und erst in grösserer Entfernung zu suchen ist. Sicher aber ist es, dass alle diese Gesteine, ebenso wie diejenigen im Hinteren Madritschthal und Hutweidenthal dem über der Gneissformation folgenden Schiefercomplex angehören.

Der zweite, westlich von dem Suldenthal gelegene, südlich von der tiefen Furche des Frodolfo-Laufes begrenzte Theil des nordwestlichen Hauptflügels ist bezüglich des in Rede stehenden Hauptobjectes von hervorragender Wichtigkeit. Hier wurden nämlich Stellen aufgefunden, welche über das relative Alter, die Bildungsform und die gegenseitigen Beziehungen der charakteristischen Hauptformen der porphyritischen Gesteinsgruppe des Cevedale-Gebietes Aufschlüsse geben. (Siehe Seite [44], Analyse Nr. 1 und Seite [79], Analyse Nr. 4.)

Der durch die Ortlermasse markirte, an die Laaser Gebirgsmasse zunächst anschliessende gewaltige Gebirgskörper kommt für unsere Zwecke nur mit einem kleinen Theil seiner Basis in Betracht.

Die ganze weitgestreckte und zur riesigen Mächtigkeit von 800 bis 1000 Meter aufgethürmte Kalk- und Dolomitmasse, welcher die Ortlerspitze angehört, also das ganze der von Theobald als „Verrucano" bezeichneten Zone von Grünschiefern und Grauwacken aufsitzende Gebirge, welches durch die die Hochleitenspitze, die Königspitze, die Addakluft (zwischen den Bagni di Bormio und dem Valle di Braulio), und das Stilfser-Joch verbindenden Linien begrenzt zu denken ist, fällt ganz aus dem Rahmen der Besprechung. In diesem ganzen Gebiete

findet sich allem Anscheine nach keine Spur eines Eruptivgesteines. Auch in die Zone der grünen Schiefer, Sandsteine, Breccien und Conglomerate, welche die Kalkmassen besonders entlang der langgedehnten südlichen Steilfront zwischen den Bagni di Bormio und der Königswand, und längs der gegen Sulden gekehrten östlichen Steilwände bis zum Zumpanellrücken von dem Complex der den Knotengneissen aufliegenden Quarzphyllite und Thonschiefer trennt, scheinen diese Gesteine nur ausnahmsweise hinaufzureichen. In dem kleinen Gebiet, welches sich zwischen dem südostwärts streichenden längeren Theil der Kammlinie des „Hinteren Grat", den nach Ost gekehrten Kalkwänden des Ortler und der linken, fast von West nach Ost ziehenden, grossen wallartigen Seitenmoräne des Suldenferners befindet, treten die typischen Ausbildungsformen unserer porphyritisch ausgebildeten Plagioklas-Hornblendegesteine in einem Grenzniveau auf, in welchem die Thonglimmerschiefer der Quarzphyllitgruppe bereits mit Grünschiefern wechseln. Auch hier bildet die Zone der Knotengneisse die unmittelbare Unterlage der Quarzphyllitgruppe. Dieselbe liegt über Granat führenden Glimmerschiefern der mehr phyllitisch entwickelten Gneissformation und reicht bis auf die Kammhöhe des südöstlich streichenden Theiles des „Hinteren Grat". Die davon einwärts gegen den Suldenferner gerichteten Abhänge bestehen aus Thonglimmerschiefern, welche ein im Wesentlichen westsüdwestliches Einfallen, welches sich local wohl bis West und selbst nordwestlich dreht, einhalten. Der Theil des Hinteren Grates, welcher zwischen dem untersten steilen, vom Ortler gegen Ost abzweigenden zackigen Kalkdamme und der „Hinteren Gratspitze" selbst sich erstreckt, hat eine direct westöstliche Richtung.

Die „Hintere Gratspitze" ist der Knie- und Knotenpunkt zwischen dem westöstlichen und dem südöstlich streichenden Theile des Hinteren Grates. Aus dem inneren Kniewinkel zweigt sich ein wallartig verlaufender Bergrücken nach Süd ab, welcher gegen den Suldenferner zu gegen OSO umbiegt und ein kesselartiges westliches von einem längeren östlichen Depressionsgebiet trennt; dasselbe zerfällt in zwei durch eine hohe Zwischenstufe getrennte kleine Thalgebiete. Das untere schmale Thalgebiet hat die stark gegen Ost gedrehte Richtung des unteren Abschnittes des erwähnten Bergwalles, trägt im mittleren, etwas erweiterten Theil einen kleinen Seespiegel und endigt in einem steilen, zwischen dem Südende des Hintergrates und dem Osteck des Mittelwalles gegen die Suldenmoräne herabziehenden Grabenriss.

Im westlichen Winkel dieses Thälchens kommt das Porphyritgestein (der typische Suldenit) zum Vorschein; dasselbe scheint gegen Süd die ostsüdöstlich streichende Bergzunge, welche das Thal von dem Moränenwall des Suldenferners trennt, zu durchqueren. Weiter aufwärts sieht man den Porphyrit als ziemlich breites, dem Streichen des angrenzenden Thonglimmerschiefers conform gegen die Rückenlinie des Bergwalles und die Hintere Gratspitze ziehendes Lager streckenweise riffartig aus dem weicheren Schiefermaterial hervortreten. Die Thonglimmerschiefer, welche im Hangenden des massigen Lagers gegen West abfallen, enthalten bereits Zwischenlagen von weissen und grünen

quarzitischen Schiefern. Dieser Schichtencomplex setzt mit ziemlich steilem westlichen Einfallen das mittlere Hauptstück des westöstlich gestreckten Abschnittes des Hinteren Grates zusammen. Darüber folgt eine noch ansehnliche Reihe von grünen, gelben und weissen Quarzitschiefern mit sandsteinartigen und conglomeratischen Bänken, und darüber erst die untersten gelben Kalke und Rauchwacken des Kalkcomplexes.

Die massigen Porphyritgesteine streichen westlich unter der Hinteren Gratspitze im Liegenden der erwähnten Schieferfolge, also immerhin noch im Bereich der hier allerdings nicht besonders scharf von der Grünschieferzone getrennten Thonglimmerschiefer durch und streichen dem „Ende der Welt-Ferner“ zu, unter dem sie verschwinden. Jedenfalls sind sie zwischen der Geierwand und dem Ende der Weltferner in theilweise sehr schönen frischen Bruchstücken verstreut, und wurden überdies auch in einer aus dem Schieferschutt der nördlichen oberen Hinteren Grat-Abfälle hervorragenden Felspartie in anstehendem Zustande constatirt. Das reichste und interessanteste Material an basischem, grünsteinartigen Porphyrit (Ortlerit), sowie an grauem typischen Suldenit kommt in dem Winkel des vorerwähnten westlichen Thalkessels herab. Hier sind Contactstücke von beiden Gesteinen und Einschlüsse des basischen dunklen in dem lichteren saureren Gesteine häufig, und ebenso findet man hier in ziemlicher Mannigfaltigkeit in beiden Gesteinstypen Einschlüsse von Quarzbrocken, von Gneiss und Phyllit. Es ist sehr wahrscheinlich, dass hier ein ähnlicher Fall vorliegt wie bei dem Lagerstrom im Felsenkaar der Zwölferspitz-Gruppe.

Wie dort ein aus einem porphyrischen Gestein der Diabas-Gruppe bestehender, unmittelbar über die Gneissphyllitunterlage geflossener Strom mit einem granito-porphyrisch ausgebildeten Quarzporphyr-Erguss auf das Engste wie zu einer einzigen, nach unten und nach oben nur verschieden differenzirt erscheinenden Lagermasse verschmolzen erscheint, so ist hier Ortlerit und Suldenit direct, vielleicht auch stellenweise ohne schärfere Abgrenzung durch Uebergänge oder Zwischenlagen verbunden. Dass hier chemische ursprüngliche Differenzirung mit nahezu gleichzeitigem Erguss vorliegen muss, scheint aus dem Vorkommen grösserer und kleinerer, scharf abgesonderter und sich vom umhüllenden Suldenit gut ablösender, unregelmässig abgerundeter bis kugelförmiger Ortleritmassen hervorzugehen, und aus den fremdartigen Einschlüssen, welche beide Gesteinsformen enthalten.

Wo die Eruptions- oder Ausgussstelle zu suchen ist, ist schwer zu sagen. Die Verhältnisse an der Hinteren Gratspitze sprechen eher dafür, dass sie nicht zu weit davon im Bereiche des Cevedale-Gebietes selbst gelegen ist. Dass aber unter Terrainverhältnissen, wie diejenigen sind, welche das in bedeutenden Theilen von Schnee-, Eis- und Moränenschuttmassen verdeckte oder in unzugängliche Felswände und Steilrisse ausgearbeitete Hochgebirge Westtirols und der Lombardie sie bieten, man sich oft sehr lange und vergeblich bemühen muss, um ein fehlendes Glied der Beobachtungsreihe aufzufinden, wird Niemand Wunder nehmen, der die Alpen kennt und sich ein unbefangenes Urtheil bewahrt hat.

Weiter nordwärts vom „Ende der Welt-Ferner" wurden diese Eruptivgesteine nirgends mehr in anstehendem Fels aufgefunden. Wenigstens gab die Untersuchung des Kuhbergrückens, sowie des Marltbergrückens keinen Anhaltspunkt für die Annahme, dass die Lagerströme der Westseite der „Hinteren Gratspitze" noch weiter gegen NW fortsetzen.

Auf der ganzen Südflanke des durch den Ortler gekrönten Kalkgebirges fehlen, wie es scheint, diese Gesteine gänzlich. Weder auf der Strecke Bormio-Ardovo im Val del Zebrú, wo noch die Quarzphyllitzone dominirt, noch zwischen Ardovo und dem hintersten Theil dieses Thales, in dem die Thonglimmerschiefer wieder auf die rechte oder nördliche Thalseite hinübersetzen, wurde ein Anhaltspunkt für das Auftreten derselben in den nördlich vom Torrente Zebrú die Kalkmassen unterteufenden Schichten entdeckt. Es sind hier eben die Grünschiefer und Grünwacken (Verrucano) in mächtigerer Entwickelung vertreten.

Im Confinale-Gebiet dagegen, welches im Norden durch das Zebrúthal, im Westen, Süden und Osten durch die drei Thalstufen des Frodolfo fast in halbkreisförmigem Bogen abgegrenzt ist und sich mit der schmalen vereisten Kammlinie der Vedretta del Zebrú von der auffallenden Masse der Königswand ablöst, treffen wir wieder reiche und wichtige Aufschlusspunkte.

Aus den vom Confinale gegen Nord in das Val del Zebrú herabziehenden Thalrissen gegenüber Prato Reghina und Il Pastore kommen Geschiebeblöcke von Eruptivgesteinen herab, darunter ein dunkler, durch säulenförmig aufgebaute sechsseitige Biotittafeln ausgezeichneter Porphyrit. Ausserdem findet man in den Glacialschutt-Anhäufungen der südlichen Thalseite, sowie im Bachbette verschiedene andere Abänderungen der alten Porphyrite, sowie feinkörnig ausgebildeten typischen Diorit. Inwiefern diese Gesteine aus dem hintersten Gebiet des Thales, specieller aus dem Moränen-Schuttmaterial des Zebrú-Gletschers oder von den Nordgehängen des Confinale-Rückens stammen, war nicht festzustellen.

Von ganz besonderem Interesse ist der Anstieg von St. Catharina im Val Furva über das südliche Steilgehänge der Confinalemasse in der Richtung über die Alpe Monaco in den vom Confinale direct in Süd liegenden Thalkessel. Der steile Anstieg bis zur Kreuzung der beiden aus dem Confinale-Kessel herabstürzenden fast parallelen Waldbäche, welche sich erst ober der Kirche von St. Catharina vereinigen, durch den höheren Alpweg nach der Mangena-Alm bietet wenig Bemerkenswerthes. Die Schichten der Gneissformation (darunter hier besonders reichlich quarzitische Felsitbänke und Quarzitglimmerschiefer) nehmen die Basis ein, vielfach verdeckt durch alten Moränschutt und jüngeren Gehängschutt. Nächst dem Brückel über den östlichen Wasserlauf erhebt sich eine ziemlich steil geböschte Terrainstufe, an welcher sich der genannte Alpenpfad hinaufzieht. Dieselbe zeigt in der Nähe des Ecks, welches der Bacheinriss markirt, bereits einen dünngeschichteten, grauen bis röthlichbraunen Thonglimmerschiefer mit dünnen Quarzlamellen.

Ueber diesem Complex liegt gleichförmig eine eigenthümliche, leider stark durchwitterte Lagermasse. Der untere mächtigere Theil

ist ein mürbes, tuffartiges Gestein von gelblichgrauer bis schmutzig-lichtbrauner Färbung, mit grösseren lichten Feldspathflecken und kleinen und grossen Biotittafeln, der obere Theil ist ein festeres, zähes, körnig kleinporphyrisches Gestein von dunkelgrünlich grauer Farbe.

Diese beiden lagerförmigen Massen breiten sich gegen Ost in der Weise aus, dass eine schmale, zwischen ihnen erscheinende Partie von grauem Thonglimmerschiefer an Mächtigkeit zunimmt und mit dem im Hangenden der Lagermasse entwickelten grauen, knotiglamellaren Quarzphyllit sich vereint. Die Schichten dieses grauen Phyllithorizontes stehen weiter aufwärts in Wechsellagerung mit weissen, talkigen Quarzitschiefern, welche sich zu einem mächtigeren Complex von weissen und grünlichen, zum Theil gneissartig aussehenden Quarzitschiefern entwickeln. Diese Schichtenfolge erinnert sehr an die Schichtenfolge zwischen der Hinteren-Gratspitze und den Ortlerkalken.

Es folgt jedoch hier nochmals ein ganz ähnlicher mächtiger Complex von dünnblättrig geschichteten, durch Quarzlinsen ausgezeichneter Quarzphyllit-Complex.

In diesem Complex nun, der theils durch schwärzliche, theils durch silberglänzend graue oder durch grünliche, mehr minder glimmerreiche, flasrighäutige Thonglimmerlagen und durch knotige, linsenförmig abgeschnürte oder breiter lamellar ausgedehnte parallele Zwischenlagen von Quarz gekennzeichnet ist, treten auch Kalklager und in naher Berührung mit diesem Horizont überdies bankförmige Einlagerungen der porphyritischen Eruptivgesteine auf. Ueber dieser durch Kalkeinlagerungen und Porphyritlager specieller charakterisirten Zone folgen noch Quarzphyllite und über diesen die quarzitischen Gneisse, welche die nächste Unterlage des Quarzphyllitcomplexes sowohl in den unteren Gehängstufen des Confinale, als auch in dem gegenüberliegenden Gebirge der Monte Malerbi bilden. Man hat es daher hier allem Anscheine nach mit dem Bruchstück einer fast horizontalen Gebirgs-Falte zu thun. Bemerkenswerth ist noch, dass auf die sich steiler stellenden Quarzitgneisse des oberen Flügels eine merkwürdige, bunte Schichtenreihe folgt, in welcher Eruptivgesteine auftreten, welche einestheils den Labradorporphyren und Proterobasen der Zwölferspitzgruppe entsprechen, und zum andern Theil in einer besonderen schiefrigen Ausbildungsform die Quarzporphyre jenes Gebietes ersetzen. In dem merkwürdigen Complex kommen ausser festen, bunten Gneissen, gefältelten, grünen, blättrigen Glimmerschiefern, weissen Talkschiefern, dunklem, strahligem Hornblendefels etc. auch schwarze Kieselschiefer und Felsite vor.

Sehr lehrreich bezüglich der Lagerung verschiedener Eruptivgesteine der Diorit- und Porphyritfamilie ist auch der Weg von St. Catharina durch Val Forno und Val Cedeh.

Beim Anstieg in die Thalstufe von Val Forno gelangt man sehr bald in den Complex der typischen Quarzphyllite. Der von der Alpe Mangena herabkommende Bach bildet gegenüber dem von Süd nach Nord streichenden, das Val Forno von der grossen Thalweitung von St. Catharina augenfällig abschliessenden Querriegel mit der Alpe

Chiarena einen Wasserfall, welcher in zwei durch einen tiefer ausgeweiteten Kessel getrennten Abstürzen über die zu Seiten des Weges durch Val Forno anstehenden Phyllitwände abfällt und aus einem dicht am Wege liegenden seichten Wasserbecken über den Weg seinen Abfluss in den Frodolfo nimmt.

Die gegen den Weg vorspringenden Phyllitmauern, zwischen denen die ziemlich tief einspringende breite Felsrinne der unteren Fallstufe eingetieft liegt, bestehen aus schwachwelligen, dünngeschichteten, an Parallellagen von Quarzlinsen reichen, seidenglänzenden Phylliten von grünlicher und grauer Farbe mit reichlichen Epsomitauswitterungen.

Unter dem vom Wasserfall herabgebrachten, über den Weg geschütteten Material bemerkt man ausser Quarzphylliten und Thonschiefern auch Kalke und lichtgraue feldspathreiche, Biotit führende Porphyrite (pag. [83], Analyse Nr. 1) [1]. Man sieht vom Wege aus leicht in den tiefeinspringenden oberen Kesselraum, in welchen über fast senkrechte, hohe Phyllitwand der obere Haupttheil des Wasserfalles herabstäubt. Der untere Theil der hinteren Wand zeigt eine vom dunklen Phyllit sich deutlich abgrenzende hellere Bank. Es ist dies eine etwa 3 Klafter mächtige Lagermasse eines mürben, stark verwitterten, hornblendereichen Gesteins (pag. [82]), welches einem Mittelglied zwischen körnigem Diorit und hornblendereichem Porphyrit entspricht. Das frischere, oben erwähnte Biotit führende Gestein scheint einem weiter aufwärts durchstreichenden Lager zu entstammen. Der höchste Theil der zur Seite des Einrisses, aus dem der Wasserfall herabkommt, anstehenden Felswände zeigt ganz weisse Schichten, höchstwahrscheinlich die Kalklager, aus denen der am Wege liegende Kalk stammt.

Nicht sehr weit aufwärts von dieser Stelle folgt ein Lagergang von sehr merkwürdiger Beschaffenheit und eigenthümlicher Begrenzung gegen den grauen, matt silberglänzenden Quarzphyllit. Das Gestein, ein lichter, grünsteinartiger Porphyrit ohne Hornblendeausscheidung (pag. [65], Analyse Nr. 3) zeigt kleine, rundliche Einschlüsse oder Ausscheidungen einer dem oben erwähnten hornblendereichen Gestein ähnlichen Masse.

Die etwa Klafter mächtige Lagermasse liegt im grossen Ganzen den schwach geneigten Phyllitlagen conform eingebettet, aber sie hat eckig abgesetzte, unregelmässige Begrenzungsflächen, nach unten einen spitzen, apophysenartig in den Quarzphyllit eingetriebenen kleinen Ausläufer, nach abwärts eine Abschnürung, welche durch sie mit einer grösseren, nach oben gedrückten gleichartigen Masse zusammenhängt, welche sich mit ihrer oberen Grenzfläche zu dem Phyllit in vollkommenem Parallelismus befindet. Durch eine nur eine Klafter mächtige, sich nach einer Richtung noch verschmälernde Phyllitmasse getrennt, wird unter diesem Lagergang ein zweiter sichtbar. Derselbe tritt aber nur an einer Stelle deutlicher über die Gehängschuttmasse in 2 Fuss

---

[1] Hier und im Folgenden beziehen sich die Seiten- und Zahlenangaben auf die in dem petrographischen Capitel gegebenen speciellen Daten.

Höhe heraus, zeigt dabei jedoch gleichfalls eine eckig abgesetzte obere Grenzfläche gegen die trennenden Phyllitschichten. Vielleicht hängt derselbe in irgend einer Richtung mit der oberen Masse direct zusammen. Bei diesem Vorkommen wäre wohl am ersten an ein intrusives Eindringen zwischen die Phyllitschichten zu denken, obwohl die gleichförmig parallele, unverdrückte Schichtung der unmittelbar angrenzenden Phyllitlagen, das directe wie angeschmolzene Anhaften der Thonglimmerhäute an die Grenzflächen des Eruptivgesteins und endlich der Mangel von Contactbreccien sowohl als von eingeschlossenen Bruchstücken des phyllitischen Grenzgesteins dieser Erklärung einigermassen widerstrebt.

Weiter aufwärts sieht man von günstiger Stelle des Weges aus eine deutlich lagerförmige Masse eines mehr kleinkörnigen Diorites von 2 bis 3 Klafter Mächtigkeit im schwarzen Quarzphyllit liegen. Dieselbe ist durch einen Wassereinriss getrennt, von dem beiderseits ein vereinzeltes kleines Bassin sichtbar ist. Diese Stelle liegt so ziemlich südlich von Pradaccio. Weiterhin folgt dicht an dem Eck, wo der Weg nach steilerem Anstieg flacher wird und sich in den engeren schluchtartigen Theil des Val Forno aus der östlichen Richtung mehr gegen Nordost umbiegt, eine fünfte Abänderung von Plagioklas-Hornblendegesteinen der Quarzphyllitgruppe, der dunkle, Biotit führende Porphyrit (pag. [66], Analyse Nr. 2), welcher dem Biotit führenden Gestein aus Val Zebrú sehr nahe steht. Das Gestein kommt hier an der Bergseite des Weges auf verhältnissmässig nur kurze Strecke in der Höhe von nur wenigen Fuss in der Weise zum Vorschein, dass aus der Gehängschuttmasse nur ein Stück der oberen Grenze der Lagermasse gegen den überlagernden Schichtcomplex blossgelegt ist.

Dieselbe deutet auf eine schwach wellige obere Grenzfläche. Auf dieser liegt stellenweise zunächst unmittelbar eine Art Conglomerat von Phyllit- und Quarzbrocken, welches im Verflächen in gefältelten, dünnschiefrigen Thonglimmerschiefer übergeht. Darüber folgen schiefrige Kalkglimmergesteine mit Drusen von Quarzkrystallen und weiter aufwärts noch mehrere Lagen von Kalkglimmerschiefer und Bänderkalken, welche sich in dem mächtigeren Complex von gefältelten, dunklen Thonglimmerschiefern und knotigen Quarzphylliten auskeilen. Die Schlucht durchschneidet nächst einer kalkfreien Masse von Quarzphyllit direct eine ziemlich mächtige, auf die andere Thalseite durchstreichende Wechselfolge von Phylliten und dünnen Bänderkalklagen, worauf noch vor dem Ende der Schlucht wiederum kalkfreie, graue, bläuliche und grünliche, an Quarzlamellen reiche Phyllite beginnen und in continuirlicher mächtiger Entwickelung weit über die Brücke hinaus anhalten, über die der Weg aus dem hinteren Val Forno nach den Alpen von Chiarena und Tresero führt. Aufwärts von der nächst der Alphütte Campaccio gelegenen Quelle windet sich der Steig fort durch einen Wechsel von Quarzphylliten und grünen Chloritschiefern. Hier kommen stellenweise wieder Dioritblöcke vom oberen Gehänge herab. An dem Umbug von Val Forno in das steiler nordwärts ziehende Val Cedeh, also zwischen der Alpe Rosso und der Alpe Forno ist das Gehänge und der Thalboden mit einer grossen Menge von Blöcken

und Trümmern dioritischer Gesteine bedeckt. Dieselben stammen von Lagermassen, welche der zunächst auf der Gneissformation folgenden unteren Quarzphyllitabtheilung angehören. Die Gneissschichten kommen ganz in der Tiefe der Thalschlucht unter der Alpe Rosso auch auf der rechten, dem Confinale zugehörigen Thalseite zum Vorschein.

Auf der dem Val di Cedeh zugekehrten Gehängseite der Confinale-Masse sind Diorite und dioritische Porphyrite ziemlich verbreitet. Ausser Quarzphylliten, schwarzen und grauen Thonschiefern und Bänderkalken kommen hier innerhalb dieses mächtigen, zwischen der Kreilspitze und dem M. Cevedale in das hintere Sulden- und das hintere Martellgebiet hinübersetzenden Complexes auch weisse, schiefrige Quarzitgneisse zum Vorschein. Bei der complicirten Faltung, welche die Schichten des Kammes der Vedretta del Zebrú zwischen Monte di Forno und Königswand zeigen, ist es jedoch nicht zu constatiren, ob man es hier mit dem durch Faltung zwischengeschobenen constant tieferen Horizont der quarzitischen Knotengneisse oder mit einer diesem petrographisch ähnlichen Zwischenlagerung innerhalb der unteren Abtheilung der Quarzphyllitgruppe zu thun hat.

In dem grossen Südwest-Abschnitt zwischen der Thallinie des Frodolfo-Flusses und dem oberen Noce-Lauf herrschen die Schichten der Gneissformation bei Weitem vor, die Verbreitung der Quarzphyllitgruppe und des durch Bänderkalke ausgezeichneten Phyllitcomplexes ist eine im Verhältniss dazu nicht sehr umfangreiche. Am deutlichsten sieht man die Schichtenfolge in dem der Confinalemasse gegenüberliegenden, stufenförmig ansteigenden Sobretta-Stock, und zwar zunächst in den zwischen dem Sobrettahauptkamm und dem Thalkessel von St. Catharina aufsteigenden Felsenmauern der Monte Malerbi. Hier sieht man in klarer Aufeinanderfolge über den phyllitischen Schichten der Gneissformation, welche in der Umrandung des Thalkessels von St. Catharina besonders zu Seiten der schluchtförmigen Ausmündung des Gavia-Thales deutlich aufgeschlossen sind, zunächst eine mächtige Folge von lamellaren und knotigen (sericitischen) Quarzitgneissen und quarzitischen Glimmerschiefern von weisser und lichtgrünlicher Farbe.

Darüber liegen mit gleichem westsüdwestlichem Einfallen zunächst dieselben typischen Schichten der Quarzphyllitgruppe, welche in Val Forno so stark entwickelt sind. Man steigt der Reihe nach über grüne, chloritische Phyllite, plattigschiefrige, schwarze Thonglimmerschiefer mit Quarzlamellen und eine sehr mächtige Folge von in abgerundeten Buckeln abwitternden grauen, splittrigen, an Quarzlinsen und Knoten reichen Thonglimmerschiefer, ehe man zu der Grenzschicht gelangt, über welcher eine mächtige Steilwand compacter Bänderkalke emporsteigt.

Diese Grenzschicht zeigt feingebänderte, glimmerreiche, schiefrige Kalke, in denen noch Quarzlamellen liegen. Ueber der Kalkwand folgen dann schwarze, glimmerreiche Phyllite mit dünneren Lagern von Bänderkalken und kalkigen Thonschiefern.

Merkwürdigerweise fehlen hier die porphyritischen Lagermassen oder sie sind so untergeordnet, dass sie übersehen wurden.

Dieselben erscheinen jedoch wieder in dem nächstanstossenden Gebirgsgliede, dem vom Sobretta-Stock durch das Val dell'Alpe, ein

Seitenthal des Val Gavia, getrennten nordöstlichen Hauptrücken des Monte Gavia. Auf den lichten Quarzitgneissen, welche die Steilwände der tiefen Schluchten am Einfluss des Baches von Val dell'Alpe mit dem Gaviabach zusammensetzen, folgen dunkle Quarzphyllite und Thonglimmerschiefer. In den gegen Val dell'Alpe gekehrten Abhängen des nordöstlichsten Theiles des Gavia-Rückens nun erscheinen innerhalb dieses Complexes in dünnen Lagen Kalke und Kalkglimmerschiefer, ähnlich wie am Confinale und in Val Forno, und innerhalb und in der Nähe dieses Horizontes finden sich auch einige zum Theil mächtige Lagermassen von porphyritischen Gesteinen. Unter diesen ist als für dieses Verbreitungsgebiet besonders charakteristisch ein graues, mit feinen Hornblendenadeln durchsprengtes und durch etwas grössere Feldspäthe lichtgeflecktes Gestein (Nadel-Suldenit pag. [80]) hervorzuheben.

Aus dem mächtigen, hohen, von der Vedretta di Forno übereisten Hauptgliede des Abschnittes, welches sich direct in Süd vom Centralpunkt unseres ganzen Gebietes abzweigt, sind massige Gesteine, welche den Porphyriten der Quarzphyllitgruppe zuzuzählen sind, nicht bekannt geworden. Die Möglichkeit ihrer Vertretung ist jedoch durchaus nicht ausgeschlossen. Sowohl zwischen dem hinteren Val di Cedeh und dem Val di Venezia, also in dem an die centrale Zufallspitze (Mt. Cevedale) nächst anschliessenden Gebiet, als auch in den peripherisch gelegenen Theilen des grossen Gebirgsabschnittes sind dunkle, von der lichten Gneissunterlage sich abhebende Thonglimmerschiefer und Thonschiefer der Quarzphyllitgruppe verbreitet. In der zwischen Val Gavia und dem Passo di Montozzo sich erhebenden, durch den Passo di Sforzellina von dem Hauptstock etwas abgeschnürten Gebirgsgruppe des Corno dei tre Signori sitzen diese Schichten auf den Spitzen und Hochkämmen. Es wurde jedoch hier keine Spur von dem Vorhandensein von Lagermassen dioritischer noch auch anderer Massengesteine entdeckt. Erst etwas weiter südwärts vom Montozzo-Pass, schon ausserhalb des hier umschriebenen Gebietes, auf der dem Tonale-Pass zugekehrten Seite des Mt. Albiole kommen neben anderen Eruptivgesteinen in unbedeutender Entwickelung auch porphyritisch ausgebildete Plagioklas-Hornblendegesteine vor. Auf der ganzen dem Val di Montozzo und Val del Mare zugekehrten Breitseite des südlichen Gebirgsflügels des Cevedale zwischen Pizzo del Mare und Mt. di Vioz scheinen Gesteine der Quarzphyllitgruppe und dazu gehörige Bänderkalke und alte Porphyritlager zu fehlen, oder erst in den höchsten Theilen unter Eis und Schnee hervorzutreten.

Im hintersten Noce-Gebiet unterhalb der Scala di Venezia, von welcher der Torr. Noce aus dem Val di Venezia in die viel tiefere Thalstufe des Val del Mare abstürzt, sind Gesteine verbreitet, welche den Glimmerdioriten zuzurechnen sind und den phyllitisch ausgebildeten Schichten der hier vorherrschend entwickelten Gneissformation zugehören. Sie kommen aus dem Gebiete zwischen Mt. di Vioz und Catena rossa mit dem Glacialschutt der Vedretta rossa ins Thal herab.

Der dritte grosse Abschnitt des kreisförmig gezogenen Gebietes, welcher zwischen dem Noce-Fluss und dem Martellthal liegt, wird durch den Torr. Rabbies (Rabbithal) und den Ultenbach derart gegliedert, dass er aus drei gewaltigen, langen Hochrücken besteht, von

denen die beiden südlich abzweigenden eigentlich Nebenrücken des vom Martellthal begrenzten Hauptkammes sind.

In jedem dieser drei Rücken wurden, wenn auch nur in untergeordneter Verbreitung, Gesteine gefunden, welche den alten Porphyriten der Quarzphyllitgruppe zugehören.

Das Vorkommen des zwischen Val di Venezia und Val di Rabbi zuerst südwärts und von der Vegaja-Spitze ostwärts streichenden hohen Gebirgskammes liegt in den Thonglimmerschiefern des Rückens der von der Venezia-Spitze nach der Cima lago lunga streicht und Val di Venezia östlich gegen die grossen Gletscher di Caresen begrenzt. Das Gestein stimmt am meisten mit dem aus dem naheliegenden Hutweidenthal im hintersten Martell.

In dem zwischen der Sallentspitze und der Weissbrunner Spitze vom Marteller Hauptkamm abzweigenden Rücken zwischen dem hinteren Ultenthal und Val di Rabbi sind Quarzphyllite gleichfalls in nicht unbedeutender Ausdehnung vertreten und es müssen in denselben auch Lager von Porphyrit vorkommen. Es lassen sich die in den alten Glacialschuttmassen der Steilgehängstufen ober Piazzola di Rabbi nicht gerade seltenen Porphyritstücke wohl am besten erklären, wenn man annimmt, dass sie aus dem Quarzphyllit zwischen dem Rabbi-Joch und dem Sallent-Joch stammen.

In dem Stück des Marteller Hauptrückens, welches das mittlere Martellgebiet vom hinteren Ultenthal bei St. Gertrud trennt, trifft man die lagerförmigen Einschaltungen von Porphyriten (Nr. 2, Seite [81]), welche zum Theil von den Ausbildungsformen der anderen Localitäten abweichen, ganz so wie am Confinale in unmittelbarer Nachbarschaft von Kalkzonen im Quarzphyllit. Die zugänglichsten Aufschlüsse bietet der Uebergang über das Soyjoch. Auf der gegen Ulten gekehrten Seite führt der Weg vom Jochübergang abwärts über sich zusehends immer steiler stellende Schichten von 55—70 Grad Neigung. Es folgt über der Hauptmasse der noch den Gneissphylliten ziemlich ähnlichen Schichten ein schmaler, durch schmale Kalkglimmerschiefer und Bänderkalkzonen und granatführende Thonglimmerschiefer ausgezeichneter Complex, in dem auch zwei Porphyritzüge in analoger Fall- und Streichungsrichtung liegen. Unmittelbar auf dieser ganzen, etwa unter 70 Grad gegen Süd-Ost nach Ulten einfallenden Zone und in engster Verbindung damit ist weiter abwärts eine mächtige Folge von typischen, schwarzen Thonglimmerschiefern entwickelt.

Wenn man die in der vorangehenden Darstellung enthaltenen Daten zusammenfasst, so ergibt sich zwar, dass im Cevedale-Gebict ein bestimmter Schichtencomplex, welcher über der phyllitischen Gneissformation und unter der besonders im Val Zebrú und im Suldengebiet auftretenden, in den angrenzenden Gebieten der Schweiz als permischer „Verrucano“ ausgeschiedenen Zone liegt, durch das Auftreten der uns hier speciell interessirenden Reihe von eruptiven Gesteinen ausgezeichnet ist, aber eine befriedigende geologische Altersstellung ist damit noch nicht gewonnen.

Ob die von Theobald als „Verrucano“ auf der an unser Gebiet grenzenden Geologischen Karte von Graubünden ausgeschiedenen Schich-

ten wirklich permisch sind, oder ob sie in der geologischen Stellung dem ursprünglichen Begriff entsprechen und carbonischen Alters sind, wie das Gestein der Schanze „Verruca“ bei Pisa, ist mit Sicherheit wohl insolange nicht zu entscheiden, als entsprechende Fossilreste fehlen.

Für die relative Altersstellung der Quarzphyllitgruppe und somit auch für das Alter der darin vorwiegend lagerförmig eingeschalteten porphyritischen und dioritischen Gesteine lassen sich jedoch bei genauer Erwägung der über die Lagerung der Schichten dieser Gruppe bekannt gewordenen Thatsachen schon einige Anhaltspunkte gewinnen.

Der Umstand, dass in der permischen oder obercarbonischen Verrucanozone, wo sie über dem Quarzphyllit liegt, Spuren der genannten massigen Gesteine, weder als Rollstücke noch anstehend bisher gefunden wurden, dass trotz des Reichthums an fremdartigen Einschlüssen, welchen die Gesteine zeigen, Einschlüsse von Gesteinen der Verrucanozone oder der darüber liegenden Kalkcomplexe darunter nicht vorkommen, und dass drittens mehrfach in Westtirol wie in der Lombardei ein allmäliger Uebergang der oberen Thonglimmerschiefer und Thonschiefer der Quarzphyllitcomplexe in die grünen Verrucano-Gesteine nachweisbar ist, berechtigt zu dem Schluss, dass ein grosser Theil dieses Complexes hier die Steinkohlenformation repräsentirt.

Dies gilt natürlich nur für den Fall, dass die grüne die grauen Phyllitcomplexe überlagernde Schichtenfolge das Rothliegende oder das Obercarbon repräsentirt.

Dass dies hier das Wahrscheinlichere ist, dafür spricht das Verhältniss am Steinacher Joch. Dort liegen die Schiefer, Sandsteine und Conglomerate der Steinkohlenformation über dem local durch Bänderkalkeinlagerungen ausgezeichneten Quarzphyllitcomplex und auf dem Zumpanellrücken liegen in unserem Gebiete Sandsteine und schwarze Thonschiefer, welche, abgesehen von dem Mangel an Pflanzenresten, an carbonische Schichten erinnern, im Niveau der Verrucanozone über den Quarzphylliten.

Die Eruptivgesteine der Quarzphyllitcomplexe des Cevedalegebietes würden demnach mindestens carbonischen Alters sein und kaum mehr in die Zeit der Ablagerung des Rothliegenden hinaufragen.

Zieht man auf Grund der Beobachtungen, die aus den karnischen Alpen vorliegen, Schlüsse bezüglich des Alters der Quarzphyllite und Thonglimmerschiefer sowie der mit ihnen verbundenen Kalkmassen, so ergibt sich, dass dieser Complex älter ist als der Graptolithenschiefer des Osternigg und der obersilurische (oder? hercynische) Kalk des Seeberges in den Karawanken. Im Brenner Gebiet entspricht die mächtige Schichtenfolge, welche zwischen der Gneissformation und den Carbonschichten des Steinacher Joches liegen, wahrscheinlich der ganzen tieferen palaeolithischen Reihe. In dem karnischen Zuge ist vorzugsweise die unter dem Obersilur folgende Reihe in dieser Facies vertreten, während die carbonische Reihe in mannigfaltigen petrefactenreichen Schichten entwickelt ist. Im Cevedalegebiet nun muss man eine Vertretung sowohl des Carbon als der älteren Formationen in der Facies der Quarzphyllitgruppe und der Bänderkalke annehmen, so lange man nicht nachweisen kann, dass die grüne Verrucanozone selbst schon einem viel älteren Horizont angehört, als dem oben angedeuteten.

B. Petrographische Ausbildung der massigen und eruptiven Gesteine des Gebietes.

Das Material an Eruptiv- und Massengesteinen, welches im Cevedalegebiet gesammelt wurde, zerfällt geologisch nach den vorausgeschickten Erläuterungen in zwei Abtheilungen, welche sich im grossen Ganzen ziemlich scharf trennen lassen. Nur einzelne Gesteinsformen greifen in beide Abtheilungen über. Die Gesteine der Quarzphyllitcomplexe, welche besonders häufig in der durch Kalkglimmerschiefer und Bänderkalklagen ausgezeichneten Facies der Gruppe erscheinen, sind durchwegs Plagioklas-Hornblende-Gesteine. Dieselben gehören zwei nahezu altersgleichen und durch Zwischenglieder verbundenen Linien derselben Familie an, den Dioriten und den Porphyriten, und zeigen dabei einen eigenthümlichen localen Ausbildungstypus.

Von diesen ist es die für das ganze Cevedale-Gebiet specieller charakteristische Reihe der porphyritisch ausgebildeten Plagioklas-Hornblendegesteine, welche durch den Reichthum an verschiedenen und eigenartig ausgebildeten Gliedern ein grösseres Interesse bietet und das Hauptobject der hier niedergelegten Untersuchungen gebildet hat. Als natürliche Ergänzung dazu soll über die gleichförmig körnigen und körnig porphyrisch ausgebildeten Gesteine der eigentlichen Dioritfamilie einiges beigefügt werden. Die Gesteine der Gneisscomplexe bleiben von der specielleren Behandlung ausgeschlossen, da sie theils schon unter dem im ersten Beitrag behandelten Material ihre Vertretung haben, theils bei den planmässig folgenden späteren Beiträgen ihren Platz finden werden. Es mag genügen, dieselben in Kürze aufzuführen.

I. *Gesteine der phyllitischen Gneissformation.*

Die Mehrzahl dieser Gesteine wurde schon in der allgemeinen, dem ersten Beitrag vorangeschickten Einleitung angeführt. Mit Hinzufügung der neueren Funde ergibt sich jetzt die folgende Uebersicht.

Es sind: 1. Die sehr mächtig entwickelten und mehrfach auch an anderen Punkten verbreiteten Muscovit-Granite des Martellthals, welche vorherrschend als grob- und gigantkörnige Pegmatite, zum grossen Theil aber auch als kleinkörnige granitische Gemenge mit Uebergängen in Gneiss und Granulit ausgebildet erscheinen.

2. Der Trafoier-Granit (Haplophyr), ausgezeichnet durch reichlichen blaulichen Quarz, kalkreichen Feldspath, Biotit und Diallag nebst wenig Hornblende und durch das Vorhandensein von etwas, die Lücken zwischen dem körnigen Gemenge ausfüllender Grundmasse.

3. Quarzführender Glimmerdiorit von Val Mare, zum Theil porphyrisch ausgebildet durch das Hervortreten grösserer Plagioklasaggregate aus dem dunklen, ungleichförmig kleinkörnigen Grundgemenge. Das Grundgemenge besteht aus reichlich mit Hornblende und deren Zersetzungsproducten und Magnetit gemischten Schuppenaggregaten von Biotit, viel Plagioklas, etwas Orthoklas und Quarz, welcher mehr in kleinen Gruppen als in Einzelkörnern vertheilt erscheint. Die Dünnschliffe lassen zahlreiche gegenseitige lamellare Interpositionen von

Hornblende und Glimmer, die häufig sechsseitige Form der kleinen Quarzdurchschnitte, die zonale Ausbildung einzelner Orthoklase und eine überwiegend breccienartig zusammengesetzte Ausbildung der grösseren Plagioklase erkennen.

4. Röthliche und braune, zum Theil porphyrisch ausgebildete felsitische und euritische Gesteine. Derlei Gesteine scheinen besonders im hinteren Val di Cedeh und südlich unter dem Confinale verbreitet zu sein.

5. Die schiefrigen Quarzporphyre des Confinale, welche bereits im ersten Beitrag (pag. [95], 237) in Kürze charakterisirt wurden, kommen, wie die Quarzporphyre des Zwölferspitz-Gebietes, in local sehr naher Verbindung mit Gesteinen der Diabasfamilie vor.

6. Labradorporphyre und Proterobase. Abgesehen von dem schönen Labradorporphyr des Sobretta-Gebietes (Uebergang von Val dell'Alpe nach Val di Rezzo, — vergl. pag. [80], 222, Beitr. Nr. I), sind porphyrische und aphanitische Gesteine, welche den verschiedenen aus dem Zwölferspitz-Gebiete beschriebenen Hornblende führenden Gesteinen der Diabasfamilie ganz nahe stehen, auf der Südseite des Mt. Confinale in den der Gletscherregion zunächstliegenden Seitenkämmen ziemlich verbreitet.

Es wird sich die Gelegenheit bieten, in dem Schlusscapitel für das auf der im ersten Beitrag beigegebenen Orientirungskarte repräsentirte Gebiet noch Manches über die massigen Gesteine der Gneissformation nachzuholen. In dem dritten Beitrage, welcher die Gesteine des oberen Veltlin behandeln soll, kommen eben ganz vorzugsweise nur solche Gesteine in Betracht, welche in den phyllitischen Gneisscomplexen sitzen und gleichaltrig mit diesen oder doch zum Mindesten älter sind als die Gesteine der Quarzphyllitgruppe, welchen dieser zweite Beitrag gewidmet ist.

Der grosse Adamellostock und die Eruptivgesteine seiner Umgebung werden den Ausgangspunkt zu einer weiteren Gruppe von Beiträgen zur Kenntniss der Eruptiv- und Massengesteine unserer Alpen bieten.

II. Die Plagioklas-Hornblende-Gesteine der Quarzphyllit-Gruppe.

a. Diorite und Dioritporphyre.

Wie aus der vorausgeschickten geologischen Uebersicht hervorgeht, sind körnige Diorite und eigenthümlich porphyrisch ausgebildete Gesteine mit körnigem Grundgemenge nur in dem Gebiete zwischen Eisseepass und Königswand und ganz besonders im Umkreis des Mt. Confinale angetroffen worden. An einigen Punkten des letztgenannten Verbreitungsgebietes ist ihre Einlagerung in den Quarzphylliten ausser Zweifel. Sie bilden daher eine im Ganzen gleichaltrige Parallelgruppe zu der weit mannigfaltiger entwickelten und weiter verbreiteten porphyritisch ausgebildeten Reihe. Die näheren genetischen und tektonischen Beziehungen beider Gruppen, welche durch den porphyrisch ausgebildeten körnigen Gesteinen nahe stehende, schon Grundmasse zeigenden Uebergangsgesteine der dioritischen Porphyrite angedeutet sind, konnten bisher nicht eruirt werden.

Im Ganzen wurden die folgenden besonderen Ausbildungsformen aus dem Kreise der Dioritfamilie constatirt.

1. Kleinkörnige Diorite: Kieselsäuregehalt: 57—58%. Vorkommen: In Val Forno und Val di Cedeh in lagerförmigen Massen im Bereich der auch Porphyrite einschliessenden Quarzphyllite. In Val di Zebrú und in den Moränen des Suldenferners sowie an den vorgenannten Orten mehrfach in Blöcken.

Makroskopische Beschaffenheit: Das fein- bis kleinkörnige, selten gröbere, meist ziemlich gleichförmige Mineralgemenge besteht im Wesentlichen aus Feldspath und Hornblende, wozu als Nebengemengtheile Diallag, etwas Biotit, wenig Magnetit und zuweilen ziemlich viel Pyrit kommt. Quarz ist mit freiem Auge und selbst mit der Loupe nur selten wahrnehmbar.

Der Feldspathbestandtheil ist gewöhnlich etwas überwiegend, zeigt mattweisse bis graulichweisse Färbung und sehr selten vereinzelte, schwachglänzende oder spiegelnde, leistenförmige Flächen. Die Hornblende erscheint theils schwarz, theils grünlichschwarz, glasig bis seidenglänzend, als ein Gemisch von unvollkommen säulenförmig ausgebildeten Krystalloiden mit putzenförmigen, blättrigen Aggregaten. Hin und wieder treten etwas grössere und vollkommener ausgebildete prismatische Durchschnitte hervor. In manchen Gesteinsstücken sind ausser den noch glänzenden auch matte, dunkle, meist ins grünliche stechende, schon umwandelte Partieen zu beobachten.

Etwas Diallag scheint der Hornblende in den meisten Proben beigemischt zu sein. Seltener ist ein isolirtes Auftreten desselben neben der Hornblende. Schwarzer oder bräunlicher Biotit dürfte gleichfalls in einzelnen Blättchen fast in jedem Stück nachweisbar sein, an einzelnen Localitäten scheint er als constantere und reichlichere Beimengung. Magnetitkörnchen oder kleine Krystallgruppen sind meist viel seltener mit der Loupe zu entdecken als Pyrit, welcher übrigens auch nicht gerade reichlich eingesprengt ist. Etwas grössere graue, fettglänzende Quarzkörner sind nur in einzelnen Gesteinen, wie z. B. in dem des Val Zebrú, unter der Loupe kenntlich. An Ausscheidungen wurden hier nur feldspathfreie, dunkle Hornblendeaggregate beobachtet.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass das Mineralgemenge aus drei allerdings in einander verfliessenden, aber immerhin bis zu einem gewissen Grade für das Auge unterscheidbaren Elementen besteht. Unter diesen ist das gewöhnlich vorherrschendste und augenfälligste der vorwiegend aus gut umgrenzten Krystalldurchschnitten bestehende Feldspath. Es sind ganz überwiegend Krystalle oder Krystallverwachsungen von Plagioklasen oder zum Theil von Plagioklas und Orthoklas. Daneben kommen jedoch auch einzelne Orthoklase, darunter Zwillinge (Karlsbader), vor. Der Hornblendebestandtheil in Association mit grünen, wenig oder gar nicht dichroitischen Chloritfasern und mit Biotit und Diallag bildet in zweiter Linie kleine, sich mehr weniger scharf absondernde Anhäufungen.

Ziemlich häufig erscheint die Hornblende streifig durch lichtgraulichgrüne und braune, in merklich abweichender Weise gefärbte

Lamellen der beiden letztgenannten Mineralien. Zwischen den Feldern mit grösseren Feldspathkrystallen und die Lücken innerhalb und ausserhalb der Hornblendeflecken ausfüllend, erscheint drittens ein feinkörnigeres Gemenge, in dem Quarz die Hauptrolle spielt. Mit demselben sind kleine, buntgestreifte Plagioklase und lebhaft polarisirende Orthoklase gemengt. Zuweilen erfüllt Quarz auch in ausgezackten vollkommen wasserhellen Durchschnitten einzelne Zwischenräume. Die Feldspathe zeigen häufig klare, lebhaft polarisirende Umrandungen und mehr minder trübe, körnigfasrige Kerne, nicht selten zugleich mit Zonalstructur. Magnetit in Einzelkörnern oder Aggregaten erscheint nicht sehr häufig, am ehesten noch an die Hornblendepartieen gebunden. Durch reichlicheren Gehalt an grösseren Durchschnitten von Magnetitkörnchen und Krystallen zeichnen sich die Dünnschliffe des etwas gröber körnigen Diorites von Val di Zebrú aus. Hier scheint unter den überwiegend kerngrauen Feldspathen auch ziemlich viel Orthoklas zu sein und der Quarz häufiger in grösseren, unregelmässig begrenzten Partien kleine Zwischenräume auszufüllen.

2. Uebergangsgestein des kleinkörnigen Diorites in die porphyrische Ausbildung. Vorkommen: Mittelmoräne des Suldenferners.

Makroskopische Ausbildung: Der weisse, selten etwas glänzende Flächen zeigende Feldspathbestandtheil in enger, mit der Loupe selten nachweisbarer Vermischung mit reichlicher vertheilten feinen Quarzkörnchen überwiegt und bildet mit feinen grünlichschwarzen und grauen Punkten, Putzen, Flasern und Säulchen von zersetzter und frischer Hornblende ein feingesprenkeltes lichteres Gemenge, welches mit auffallend viel Pyrit und etwas Kupferkies durchsprengt ist. Aus diesem Grundgemenge treten einzelne grössere, kurze, glänzendschwarze oder mattere schwarzgrüne Hornblenden (von 5—7 Mm. Länge bis 2—4 Mm. Dicke) zerstreut porphyrisch hervor. Feine, das Gestein durchziehende Klüfte sind mit Beschlägen von Pyrit und Kupferkies belegt.

Kleine Biotitschüppchen und Diallaghäutchen sind hin und wieder neben dem Hornblendebestandtheil sichtbar.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass die häufig blaulichgrün erscheinende Hornblende besonders an Interpositionen von Glimmer reich ist, und dass das weisse, körnige Hauptgemenge vorwiegend aus zackig gestreiftem Plagioklas, Orthoklas und ziemlich viel Quarz besteht.

3. Amphibolporphyre der Dioritfamilie ist wohl vorläufig die passendste Bezeichnung für die folgenden drei Varietäten von Dioritporphyr im Gegensatz zu den „Plagioklasporphyren der Dioritfamilie", wie man die gewöhnlichere porphyrische Ausbildungsform der körnigkrystallinischen Plagioklas-Hornblende-Reihe am besten nennen kann. Das Grundgemenge ist hier im Wesentlichen durch äusserlich mehr minder verschwommen körnig bis fast gleichförmig dicht erscheinenden Feldspath gebildet, während grössere Hornblendekrystalle als porphyrische Ausscheidung erscheinen. Bei typischen Plagioklasporphyren ist die Hornblende wesentlicher Theil des Grundgemenges und grössere Plagioklase erscheinen als charakteristische porphyrische Ausscheidung.

Die hier aufzuführenden Varietäten von Amphibolporphyr haben alle das starke Ueberwiegen des lichten Plagioklas-Grundgemenges gegenüber der sparsamen Vertheilung grösserer Hornblenden gemeinsam. Ferner zeigen hier alle grösseren Plagioklase grosse Neigung zu zonaler Ausbildung und sind Krystallverwachsungen von Plagioklasen untereinander sowie mit Orthoklas häufig, und endlich lässt sich unter dem Mikroskop stets ein zweiter, durch Quarzkörnchen ausgezeichneter, feinkörniger Bestandtheil des Grundgemenges unterscheiden, welcher theils einzelne, theils gruppenförmig vereinte grössere Feldspathkrystalle umgibt und die anderen feiner vertheilten Mineralbestandtheile vorzugsweise an sich gebunden hält.

a) Grauer, rundkörniger Amphibolporphyr von Val di Cedeh.

Makroskopische Beschaffenheit: Graulich- bis gelblichweisser, selten spiegelnde, kleine, leistenförmige Flächen zeigender, sondern überwiegend in gerundeten Krystallkörnern von 0·5 bis höchstens 1·5 Mm. Durchmesser erscheinender Feldspath bildet in dichtgedrängter gleichförmiger Vertheilung den Hauptbestandtheil des Grundgemenges. Dasselbe erscheint grau melirt durch ein sehr feinkörniges, dunkelgrünlichgrau punktirtes oder voll gefärbtes Gemenge, welches die einzelnen Feldspäthe oder Gruppen derselben umgibt und die grösseren und kleineren Lücken ausfüllt. In diesen Partieen ist Pyrit in feinsten, metallischglänzenden Punkten eingestreut.

Hornblendekrystalle, schwarze, mit Glasglanz oder matterem Seidenglanz, erscheinen sporadisch, wenig gleichmässig und in ungleichförmiger Grösse darin verstreut. Bezüglich der Grösse wechseln die Durchschnitte von 3—7 Mm. Länge bei 2—3 Mm. Dicke bis zu solchen von 10 Mm. Länge bei 3—4 Mm. Dicke und fast quadratischen Flächen von 8—10 Mm. Durchmesser. Diese grossen Hornblenden sind dadurch ausgezeichnet, dass sie ganz erfüllt sind mit kleinen, schon unter der Loupe, ja selbst mit freiem Auge erkennbaren, weisslichen Feldspatheinschlüssen.

Unter dem Mikroskop ergibt sich, dass der Plagioklas vielfach graue, knotigfasrige Kerne, äussere und innere Zonen, oder ganz beliebige unregelmässige Flecken zeigt, in den lichten Stellen aber sowie in kleinen, nicht getrübten Krystalldurchschnitten lebhafte Farbenstreifen, parallel oder zackig ineinandergreifend, und Anlage zur Zonalstructur erkennen lässt. Orthoklas kommt sowohl in dem gröberkörnigen Feldspathgemenge als in dem an lebhaft polarisirenden, eckigen Quarzdurchschnitten reichen, feinkörnigen Zwischengemenge vor. Die dunkle Färbung des letzteren wird durch zum Theil lebhaft grüne chloritisirte, zum Theil durch bräunlichgrüne Hornblende und Glimmer hervorgebracht, die stellenweise schwer zu unterscheiden sind, wegen der Aehnlichkeit der Färbung und der gleichen Stärke des Dichroismus.

b) Weisser Amphibolporphyr vom Suldenferner und Val di Cedeh.

Makroskopische Beschaffenheit: Das weisse, verschwommen-körnigkrystallinische Grundgemenge ist weitaus überwiegend, die

anscheinend dichten, grünlichen Partieen treten fast ganz zurück. Nur untergeordnet sind kleine grünliche und grauliche Partieen zu bemerken, welche durch Beimengung feiner, grünlich-gelblich oder dunkel gefärbter Mineralbestandtheile abstechen. Die porphyrische Hornblendeausscheidung stimmt sehr nahe mit derjenigen des vorbeschriebenen Gesteins. Vielleicht ist hier die Anzahl der scharf begrenzten, vierseitigen prismatischen Durchschnitte etwas grösser und die Farbe derselben lichter mit Stich ins Grüne. Magnetit und Pyrit ist nur stellenweise, häufig gar nicht sichtbar. Grössere Quarzkörner erscheinen wohl sporadisch, sind aber schwerer zu erkennen als in dem grünlichen Dioritporphyr c.).

Mikroskopische Untersuchung: Das Grundgemenge wird von grösseren Krystallausscheidungen von ziemlich frischem Plagioklas und etwas Orthoklas und von einem dagegen zurücktretenden, nur die eckigen Zwischenräume ausfüllenden, feinkörnigeren Gemenge von viel Quarz mit Plagioklas- und Orthoklaskryställchen gebildet. Der Plagioklas erscheint oft in ziemlich grossen polygonalen Figuren mit aus- und einspringenden Winkeln und überhaupt häufiger als Zusammensetzung aus verschiedenen Bruchstücken und Lamellen, als in Einzelkrystallen. Dabei ist frische Umrandung und matter Kern häufiger als das Umgekehrte; zonale Ausbildung mit trübem Kern oder mit Wechsel von glashellen und getrübten Zonen ist ziemlich verbreitet, seltener sind Durchschnitte, welche durch und durch aus feinsten concentrischen, gleichmässigen Lagen bestehen.

In diesem Gemenge finden sich hier und dort unregelmässig begrenzte Flecken und zerstreute Schüppchen von verschieden lichtgrüner Färbung. In den meisten derselben lassen sich immer noch einzelne, stärker dichroitische Stellen als Hornblende erkennen, so dass die Mehrzahl als chloritische oder anderweitige Umwandlungsproducte aus Hornblende betrachtet werden muss. Da auch etwas Augit in untergeordneter Vertheilung, in unregelmässig körnigen Aggregaten vorkommt, kann man es zum Theil auch mit augitischen Zersetzungsproducten zu thun haben. Die grossen, porphyrisch aus dem weissen Grundgemenge hervortretenden Hornblenden sind randlich nicht immer scharf begrenzt und zeigen nicht selten um den bräunlichgrünen, frischen Kern eine lichtgrüne, schwächer oder gar nicht dichroitische Umrandung. Die Hornblende zeigt oft feinfasrige Beschaffenheit und zahlreiche Einschlüsse von Grundmasse und Feldspath.

c) Grünlicher Amphibolporphyr vom Suldenferner.

Kieselsäuregehalt 57—58%.

Makroskopische Beschaffenheit: Dieses schöne Gestein hat ein stark überwiegendes, dicht bis verschwommen körnig aussehendes, grünliches, weisslich geflecktes, einer wirklichen Grundmasse ähnliches Grundgemenge, aus dem sich verhältnissmässig sparsam spiegelnde Feldspathtäfelchen oder Leisten abheben.

Die porphyrischen Hornblende-Einsprenglinge sind verhältnissmässig regelmässig, wenn auch nicht sehr reichlich vertheilt. Man kann aber immerhin 10—15 Hornblendedurchschnitte auf 20

Quadrat-Mm. Fläche rechnen. Durchschnitte von 3—5 Mm. Länge bei 0·5 Mm. Dicke bilden den überwiegenden Theil. Breitere Durchschnitte von 3 Mm. Breite bei 3—5 Mm. Länge, oder bis 7 Mm. lange Krystalle mit 1·5 bis 2 Mm. Dicke sind darunter sporadisch verstreut. Die Hornblende ist frisch, glasglänzend, selten tiefschwarz, meist grünlich schwarz. Vereinzelt sind überdies etwas grössere weisslichgraue, schwach fettglänzende Quarzkörner ausgeschieden.

Unter dem Mikroskop löst sich das Grundgemenge in einen feinkörnigen Theil mit mikro- bis kryptokrystallinischen Partieen auf und in einen grobkörnigen, welcher aus deutlich begrenzten grösseren Krystalldurchschnitten und unvollkommener individualisirten Partieen von Feldspath nebst wenig Quarzkörnern besteht. Bei gewöhnlichem Licht scheiden sich die feinkörnigen Partieen wenig scharf ab von den gröberen lichten Feldspathausscheidungen, und diese wieder stechen wenig untereinander ab. Selten zeichnen sich in scharfen Linien Krystallumrisse ab und die feinkörnigen Partieen sind nur durch grauliche, feinkörnigfasrige Trübung angedeutet, welche jedoch auch innerhalb der körnigen Feldspathgruppen und streifenweise in Einzelkrystallen auftritt.

In diesem Gemenge treten reichlich lichtgrüne Anhäufungen von rundlichen und polyedrischen, polychromatisch polarisirenden Chloritschuppen sowie auch mehr vereinzelt eingestreute derartige Partikeln auf und sind grössere dunkelgrüne, aber selten gut begrenzte Hornblenden eingestreut. Sehr oft sind die stark dichroitischen, dunkleren Hornblendekerne umgeben von einer Hülle von lichtgrünen Schuppen innerhalb der ursprünglichen prismatischen Umgrenzung der Hornblende und überdies von einem losen äusseren Haufwerk solcher Schuppen. In einzelnen Fällen umgibt eine schmale, deutlich nach aussen abgegrenzte Schuppenzone einen auch für sich deutlich prismatisch begrenzten Krystalldurchschnitt. In vielen Fällen ist der ganze Krystalldurchschnitt in lichtgrüne rhombische, rundliche und polyedrische Bestandtheile zerfallen, ohne dass die Umgrenzung aufgehoben ist, häufiger aber noch ist der ursprüngliche Hornblendekrystall oder die Krystallverwachsung völlig nach allen Seiten zerstäubt und aufgelöst, so dass nur ein etwas dichteres Schuppenaggregat als mittlerer Kern zurückgeblieben ist. Wahrscheinlich ist hier also das gesammte reichlich eingestreute Material von Chloritschuppen durch Umwandlung aus Hornblende entstanden, wie dasjenige, bei dem der Zusammenhang noch nachweisbar ist. Die grüngefärbten Stellen des feldspathigen Grundgemenges hängen von dieser Beimengung ab.

Unter den grösseren Feldspathen des Gemenges überwiegt Plagioklas sehr bedeutend. Er tritt überwiegend in mannigfachen Verwachsungen auf, welche im polarisirten Lichte farbenprächtige Bilder von verschiedenartig in einander greifenden Lamellen geben. Einfache, regelmässig begrenzte Plagioklase und Orthoklase sind selten. Orthoklas erscheint häufig in unregelmässig begrenzten Zwischenfeldern zwischen den Plagioklasen.

Die Hornblende-Einsprenglinge zeigen meist graulichgrüne bis lichtbräunlichgrüne Färbung und deutlichen Dichroismus. Ausser polygonalen Aggregaten von breiten prismatischen Krystallbruchstücken

kommen auch regulärer geformte, wenn auch oft nicht scharf begrenzte sechsseitige und vierseitige Quer- und Längsschnitte vor, und unter diesen solche, welche vollständigen Zwillingen entsprechen, sowie durch lamellare Einschaltungen gestreifte. Einschlüsse sind reichlich vorhanden. Quarz in grösseren Körnerdurchschnitten ist selten, etwas häufiger sind kleine, lebhaft polarisirende Körnchen in dem feinkörnigen Zwischengemenge.

Die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine mag durch die Analysen von zwei entfernter von einander stehenden Typen illustrirt werden. Der sehr geringe Gehalt des Dioritporphyrs an Alkalien, verbunden mit entsprechend grösserem Kalkgehalt bei merklich geringerem Eisenoxyd- und Oxydulgehalt, bedingt den Hauptunterschied in der chemischen Zusammensetzung gegenüber dem körnigen Diorit.

Mit dem kleinkörnigen Diorit von Pradaccio stimmt in der chemischen Zusammensetzung sehr nahe der gleichfalls etwas Quarz und braunen Glimmer, jedoch braune Hornblende und neben weissem auch röthlichen Plagioklas enthaltende Diorit von Tydjesjon N. [1]) und der von Wärpon, welche Törnebohm analysirte. Nur der etwas höhere Natrongehalt unseres Diorites markirt eine kleine Differenz. Für unseren neuartigen Amphibolporphyr der Dioritfamilie fand sich keine recht zutreffende Vergleichsanalyse. Bezüglich des gerade bemerkenswerthen geringen Alkaliengehaltes gegenüber dem Kalkgehalt stimmt ein von Haughthon analysirter „Trapp" mit schwarzer Hornblende und grünem Feldspath aus dem Kohlensandstein von Irland recht nahe, jedoch ist derselbe ärmer an Kieselsäure, aber reicher an Eisenoxyd und Oxydul und an Magnesia, was mit dem reichlicheren Gehalt an Hornblende zusammenhängen dürfte.

	Kleinkörniger Diorit von Pradaccio in Val Forno	Nach Törnebohm Diorit von Tydjesjon	Nach Törnebohm Diorit von Wärpon	Dioritporphyr von Suldenferner	Diorit von Donegal nach Haughthon
Kieselsäure	57·85	56·20	57·52	57·82	50·08
Thonerde	17·32	17·00	15·49	18·00	18·84
Eisenoxyd	4·38	3·77	2·83	2·15	7·05
Eisenoxydul	5·19	4·13	4·89	3·47	1·03 (Mn. 0·88)
Kalk	7·08	6·62	7·16	11·90	12·37
Magnesia	2·97	4·61	4·43	3·16	6·57
Kali	1·23	1·98	1·49	0·97	0·57
Natron	4·02	2·85	3·16	2·34	2·39
Glühverlust	0·98	1·28	1·25	1·03	0·80
Summe	101·02	99·04	98·22	100·84	100·58
Dichte	2·7064				

Es ist nicht zu verkennen, dass diese merkwürdigen Dioritporphyre des Cevedalegebietes und besonders der letztbeschriebene grüne mit dem am Schluss der Porphyritreihe beschriebenen quarzführenden Gestein äusserlich eine gewisse Aehnlichkeit besitzen und bezüglich des

[1]) J. Roth, Beiträge etc. 1873, pag. XIX und XX.

Grundgemenges ein Uebergangsglied bilden zwischen dem krystallinisch-körnigen Grundgemenge der Dioritporphyre und der mikro- bis krypto-krystallinischen Grundmasse der dioritischen Porphyrite.

b) **Porphyritische Reihe** (Palaeophyrite).

Charakteristische Gesteinsgruppe des Cevedale-Gebietes.

Allgemeiner petrographischer Charakter.

Makroskopisch unterscheidet man bei allen hier mit einbezogenen Gesteinen eine Grundmasse und mehr oder minder scharf aus derselben hervortretende Krystallausscheidungen (Einsprenglinge). Unter letzteren nimmt Hornblende den ersten Platz ein. Sie ist durch die Art ihrer Ausbildung und Vertheilung das den Gesteinscharakter vorzugsweise bestimmende Element bei den zwei wichtigsten und auffallendsten Gliedern der ganzen Reihe und fehlt als wesentliche Ausscheidung auch bei jener Gesteinsgruppe nicht, bei welcher der Feldspath in reicherer und besserer Ausbildung vorhanden ist und zu Ungunsten der Hornblende mehr in den Vordergrund tritt.

In zweiter Linie sind Plagioklas und Orthoklas zu nennen. Ausserdem treten accessorisch oder den Werth eines für Unterglieder der Reihe charakteristischen Nebengemengtheiles erlangend, Augit, Biotit, Calcit und Quarz als mit freiem Auge oder mit der Loupe erkennbare Mineralausscheidungen auf.

Magnetit ist beständiger Gemengtheil der Grundmasse in der ganzen Gesteinsreihe; in grösseren Körnchen, Krystallen oder Aggregaten erscheint er überdies sparsamer und in unregelmässiger Vertheilung in vielen Gesteinsmustern selbst makroskopisch.

Pyrit in einzelnen Kryställchen oder in verschiedenen Aggregaten ist fast in allen Gliedern der Reihe theils sparsam, theils sehr reichlich eingesprengt.

Bezüglich des Farbentones, welchen die Färbung und die quantitative Vertretung der Grundmasse bestimmt, sind drei auch im Uebrigen etwas verschiedene Hauptabtheilungen zu unterscheiden, die der dunkel- bis lichtgrau grünen, der lichtgrauen bis dunkler bräunlichgrauen und der dunkel blaugrauen Gesteine. Fast alle Gesteine, mit Ausnahme einiger weniger von mürber, tuffartiger Consistenz, sind sehr hart und springen theils mit unvollkommen muscheligem bis splitterigem, theils mit ganz unebenem, aber immer scharfkantigem Bruch.

Die porphyrische Textur erscheint in sehr verschiedenartigen Modificationen. Dieselben werden gebildet durch die verschiedenen Combinationen, in denen die quantitativ entweder unverhältnissmässig überwiegende oder bis zum Gleichgewicht mit den Einsprenglingen reducirte Grundmasse mit Amphibol allein, oder mit Amphibol und Feldspath, oder nebstbei noch mit Calcit, Augit, Biotit und Quarz tritt. Die in scharfen, langen Nadeln und verschieden dicken und gestreckten Säulchen prismatisch ausgebildete schwarze Hornblende und

der in kleinen, oft gerundeten Körnern, selten in schönen scharfen Täfelchen hervortretende Feldspath bilden die meisten Varianten. Die Hornblende bringt den spreuartigen, der Feldspath den kleinkörnigen Typus der porphyrischen Textur zum Ausdruck.

Ein Gemisch von lose oder dicht spreuartig porphyrischer, mit verschwommen kleinkörniger Porphyrtextur ist der häufigste Fall. Als Extreme der Texturreihe erscheinen Gesteine, in denen bei ausserordentlich vorwiegender grüner Aphanitgrundmasse nur sparsam eingestreute Hornblendekrystalle, oder nur sparsame Feldspathkörner liegen, andererseits solche, wo die Grundmasse fast ganz zu Gunsten eines körnigen Gemenges mit makroskopischen Ausscheidungen zurücktritt.

Was die Grundmasse und die aufgeführten makroskopischen Mineralausscheidungen dem freien oder mit der Loupe bewaffneten Auge im Gestein schon an allgemeineren Merkmalen erkennen lässt, beschränkt sich auf Folgendes.

Abgesehen von dem bereits erwähnten engen Farbenkreis, in dem sich die Grundmasse hält, ist eine Einflussnahme derselben auf den äusseren Gesteinshabitus durch extremes oder schwaches Ueberwiegen bis zu merklichem Zurücktreten gegenüber den Einsprenglingen zu verzeichnen.

Hornblende ist als normale Krystallausscheidung ganz vorwiegend in feinen und stärkeren Prismen von 2—8 Mm. Länge, bei 0·3—5·0 Mm. Dicke ausgeschieden. Daneben kommen freilich einerseits kleine, unvollkommener ausgebildete krystallinische Putzen und Verwachsungen, andererseits abnorm grosse vereinzelte oder gruppirte Krystallausscheidungen vor. Bei den zwei wichtigtsen Gliedern der Gruppe ist die Hornblende frisch, schwarz, von lebhaftem, zuweilen an Metallglanz streifenden Glasglanz. Die dritte Abtheilung, für welche das Hervortreten der Feldspathausscheidung leitender Charakter ist, zeigt fast durchgehends mehr minder stark verwandelte Hornblenden, in welchen zuweilen noch schwarze glänzende Bruchstücke die ursprüngliche Beschaffenheit andeuten. Die Säulenenden sind sehr verschieden ausgebildet, vorherrschend unregelmässig aus- und einspringend, nicht selten mit gerader Endfläche, sehr selten pyramidal zugeschärft. Dass die Hornblenden gern weisse Feldspath- und Grundmassen-Einschlüsse besitzen, ist an manchen grösseren Krystallen mit freiem Auge wahrnehmbar.

Feldspath (äusserlich nicht unterscheidbarer Plagioklas und Orthoklas) erscheint in meist nur in 0·5—2 Mm. Durchmesser haltenden abgerundeten Krystallkörnern oder schärfer eckig begrenzten Leisten und Täfelchen. Seltener sind einzelne Feldspathe von 3—4 Mm. Durchmesser darunter vertheilt. In einzelnen Abänderungen nur finden sich grössere Feldspathe von 4 bis höchstens 6 Mm. Hauptdurchmesser, regelmässiger porphyrisch unter die kleinkörnige Mischung eingestreut. Fast immer ist der Feldspath matt weisslich, selten zeigt er glänzende oder spiegelnde Flächen, noch seltener aber solche mit deutlicher Plagioklasstreifung.

Augit tritt als charakteristischer Nebenbestandtheil und accessorisch regelmässiger nur in den Gesteinstypen auf, welche noch ganz frische oder wenig zersetzte Hornblende zeigen. Er fehlt in den Ge-

steinen mit Ueberwiegen des Feldspathgemengtheiles gegen die Hornblende und mit dunkelblaugrauem Farbenton fast gänzlich. Das Vorkommen von Biotit scheint denselben sowohl bei der lichtgrauen als bei der dunkelbläulichgrauen Abtheilung auszuschliessen.

Der Augit erscheint zum Theil in ziemlich wohlausgebildeten, glasig durchscheinenden Krystallen von lichtgrüner Farbe, zum grösseren Theil jedoch in Krystallkörnern und Körnergruppen von bräunlich bis gelblich grüner Farbe, schwachem Glasglanz, muscheligem Bruch und oft olivinartigem Aussehen.

Biotit ist in drei verschiedenen Gesteinen der Gruppe charakteristischer Bestandtheil. Er erscheint theils in sechsseitigen Säulen aufgebaut, theils in dünnen kleinen oder grösseren, mehr minder gut ausgebildeten sechsseitigen Täfelchen. In frischem Zustande erscheint er schwarz oder schwarzbraun, sonst wohl auch röthlichbraun oder grünlich mit häutigem oder schuppigem talkartig weisslichen Beschlag.

Calcit erscheint in einzelnen Abänderungen in glänzend frischen Krystalltafeln und rundlichen oder linsenförmig gedrückten Körnern, ähnlich einer porphyrischen Ausscheidung, überdies als Ausfüllung kleiner Drusenräume und als Zersetzungsprodukt. Mit Calcit ausgefüllte feine Spalten und Klüfte sind dagegen selten.

Granat erscheint nur selten in vereinzelten Körnern bei wenigen Abänderungen der Gesteinsreihe.

Unter dem Mikroskop zeigen die Grundmasse und die aufgezählten makroskopischen Ausscheidungen folgende Eigenschaften.

Die Grundmasse erscheint im Dünnschliff unter der Loupe lichtgrünlich oder licht gelblichgrau und ist im ersten Falle gewöhnlich sehr dicht und gleichförmig, in anderem Falle ungleichmässiger und schwächer von feinsten schwarzen Pünktchen durchstäubt. Ausserdem sieht man, dass sie aus einem Gemisch von lichten, durchscheinenden und von graulichen und grünlichen Pünktchen und Fasern besteht, abgesehen von zerstreuten, ungleichförmig hervortretenden, etwas grösseren schwarzen, grauen und grünlichen oder bräunlichen Flecken und Körnchen. Die Anwesenheit von mehr oder weniger grüner, grauer und glasheller Substanz lässt sich ebenso wie die losere und dichtere Vertheilung des schwarzen Mineralstaubes schon annähernd mit der Loupe beurtheilen. Man sieht durch dieselbe auch schon, dass gewisse Grundmassen eine sehr gleichförmige Mischung aller Bestandtheile zeigen, während andere Dünnschliffe sich durch regelmässig vertheilte häufchenförmige Gruppirung der schwarzen, grauen und grünen Theilchen innerhalb der deutlicher und reichlicher dazwischen durchleuchtenden hellen Substanz auszeichnen.

Die unter einer Vergrösserung von 240 (Hartnak) betrachteten Dünnschliffe zeigen zum grössten Theile Rückstände einer nur halbentglasten mikrofelsitischen Basis; selten und zwar nur bei einer Abtheilung der ganzen Reihe treten kleine, hie und da stecken gebliebene Partien einer bei weniger feinen Schliffen lichtspahngrün angehauchten Glasbasis hinzu, welche wie das Glas des Schliffes optisch völlig unactiv ist.

Der grössere Theil der Grundmasse besteht aus einem krypto- bis mikrokrystallinischen Gemenge von lichten Feldspath-Leistchen,

Fasern, und Krystallkörnchen, von Magnetitkörnchen und Kryställchen, von mehr oder minder frischen grünen und von ganz in grüne Chloritsubstanz zersetzten Hornblende-Säulchen, Putzen und Fasern, nebst braunen Hornblendemikrolithen und aus grauer, körnig faseriger, unvollkommen entglaster und zum Theil zersetzter und häufig mit Calcit durchtränkter Feldspathsubstanz. Vereinzelte Quarzkörnchen, sowie einzelne durch stärkere Polarisationsfarben hervorstechende, deutlicher markirte Feldspathkörner und Krystalle sind fast bei allen Ausbildungsarten der Grundmasse nachweisbar. In einzelnen Fällen jedoch gruppiren sie sich zu zusammenhängenderen mikrokrystallinischen Flecken, welche von den unvollkommener entglasten kryptokrystallinischen Partien mit dem mikrofelsitischen Substrat sich deutlicher abgrenzen. Auch die wolkigen, grauen Flecken, welche sich wie körnig faserig zersetzte Feldspathsubstanz verhalten und meist nur schwach vibrirenden Farbenschimmer mit stellenweisen unregelmässig begrenzten kleinen Unterbrechungen durch frischere, lebhaften Farbenwechsel zeigende Fleckchen wahrnehmen lassen, neigen bei manchen Abänderungen zu einer regelmässigeren und schärfer abgegrenzten Vertheilung. Ferner ist hervorzuheben, dass die mikrokrystalline Ausbildung vorzugsweise bei den an Kieselsäure reichsten Gliedern der Reihe zum Ausdruck kommt. Hier gruppirte sich meist das an klaren Quarzkryställchen reiche mikrokrystallinische Gemenge zu grösseren Flächenräumen, welche durch schmälere, unvollkommener kryptokrystallin- bis mikrofelsitisch entglaste Zwischenzonen getrennt sind. Endlich mag noch erwähnt werden, dass eine Gruppe von Gesteinen Neigung zu einer Art globulitischer Absonderung zeigt. Schon durch die Loupe bemerkt man, dass in den Dünnschliffen dieser Gesteine die Grundmasse zum grossen Theile in dicht gedrängte, kaum stecknadelkopfgross erscheinende lichtere, rundliche Flecken zerfällt, welche durch dünne dunklere, meist grünliche oder graue Umgrenzungszonen von einander getrennt sind. Das dunklere Netzwerk verhält sich etwa wie kryptokrystallinische Grundmasse mit mehr minder reicher Beimengung von grünem chloritisirten Hornblendestaub und Magnetit, die lichten, rundlichen Flecken dagegen repräsentiren sich wie in der Krystallisation zurückgebliebene Feldspathsubstanz.

Die braunen, nadelförmigen, langen Hornblendekryställchen zeigen immer starken Dichroismus, die bouteillengrünen Hornblendepartikeln sind meist auch noch deutlich dichroitisch, und selbst die lichtgrüne chloritische Beimengung wechselt nicht selten noch bemerkbar zwischen zwei ungleich hellen Farbennüancen.

Die Hornblende, als makroskopische Krystallausscheidung, lässt im Dünnschliff bereits unter der Loupe eine Reihe ihrer besonderen Eigenschaften erkennen.

Bezüglich der Farbe ist hervorzuheben, dass typisch braune Hornblende mit extrem starkem Dichroismus und opacitischer Umrandung, wie sie Zirkel als charakteristisch für den Andesittypus im Gegensatz zu den nordamerikanischen Propyliten anführt, fast gar nicht vorkommt. Die Farbe der Durchschnitte bei der frischen schwarzen, glasig glänzenden Hornblende der Hauptgruppen der Reihe ist überwiegend

bouteillengrün und graulichgrün bis bräunlichgrün, und gelblichgrün je nach der krystallographischen Richtung.

Bei dem Gestein (Nr. 2, pag. [81]), in dessen Schliffen die Hornblendenadeln rothbraun erscheinen, haben dieselben auch äusserlich einen bräunlichen Farbenschimmer. Im Uebrigen haben selbst die stärker bräunlich erscheinenden Hornblendedurchschnitte stets einen Stich in's Grüne.

Bezüglich der Form der Durchschnitte ist zu bemerken, dass, abgesehen von den durch Verschiedenheit der Schnittfläche, irreguläre Aggregat-Verwachsungen und local gestörte Krystallisation bedingten unregelmässigen Formen, wohlgebildete, gestreckte Längsschnitte parallel der Hauptaxe und sechsseitige Querschnitte (senkrecht zu *c*) häufig genug zu beobachten sind. Auch rhombisch vierseitige Querschnitte sind nicht selten. Die der Hauptaxe parallelen Schnitte zeigen zumeist wohl abnorme, mit aus- und einspringenden Winkeln und Zacken begrenzte Polenden. Es finden sich jedoch auch Prismen mit geraden Endflächen und solche mit dachförmiger Zuschärfung. Die rhombisch vierseitigen und die sechsseitigen Querschnitte sind sehr häufig in mehr minder regelmässige rhombische Spaltungsfiguren abgetheilt und ebenso zeigen fast alle Längsschnitte scharfe, weiter von einander abstehende Parallelspalten oder feinere geradlinige Parallelstreifung (nach *c*).

Reguläre Zwillinge nach $\infty P \infty$ sind gar nicht selten, noch häufiger lamellare Einschaltungen von verschiedener Stärke, meist in der Zwillingsebene selbst oder parallel zu derselben sich wiederholend. Auch Verwachsungen von verschieden orientirten Säulenbruchstücken oder von in Krystallisation sich gegenseitig hinderlich gewesenen Krystallen sind zu beobachten. Der deutliche Dichroismus, sowie die lebhaften, zuweilen zwischen lichtgelb, einem vollen glänzenden Grün und dem complementären Carminroth wechselnden Polarisationsfarben heben die verschiedenen Theile solcher Bildungen meist sehr scharf von einander ab. Ziemlich häufig ist auch schalige Zusammensetzung aus zwei oder mehreren durch verschiedene Färbung von einander abstechenden concentrischen Schichten, sowie feinere zonale Ausbildung.

Umgrenzung durch Magnetitkörnchen, besonders aber allmähliges Verschwimmen der Hornblende-Umrisse in den Magnetithof oder Erfüllung des ganzen Durchschnittes mit Magnetitstaub (Afterkrystalle) sind seltenere Erscheinungen.

Sehr häufig dagegen sind seitliche Störungen mit Eindringen von Grundmasse, sowie Einschlüsse von Grundmasse, Feldspath und Magnetit. Nicht selten zeigen deshalb ringsum ganz frische Hornblendedurchschnitte im Innern gezackte und verästelte weisse Partien, welche neben diesen Einschlüssen auch Augit- und Quarzkörnchen, sowie Calcit und lichtgrüne chloritische Partieen oder zuweilen auch gelblichen, faserigen Epidot enthalten. Die Bildung der gewöhnlich als Umwandlungsproducte der Hornblende auftretenden Mineralien beginnt hier also im Innern im Anschluss an die Einschlüsse. Bei sechsseitigen Querschnitten erscheint die lichte Einschlussmasse zuweilen als

ein dem äusseren Umriss analoger Kern. An Einschlüssen kommen überdies kleinere Hornblendekrystalle und Plagioklase vor.

Wo die Hornblende in der zur chloritischen Umbildung geneigten Modification vertreten ist, also vorzugsweise in den dunkelblaugrauen propylitischen Porphyriten, hat dieselbe eine lebhaft grüne Farbe, und es stechen die dunkler graulich oder bräunlichgrünen, frisch gebliebenen Partikeln auch durch den stärkeren Dichroismus von dem allgemeinen Farbenton der Krystalldurchschnitte ab. Diese Hornblenden zeigen natürlich sehr verschiedene Umwandlungsstadien und Gruppirungen von Neubildungen. Calcit und Quarz nehmen daran zuweilen einen so grossen Antheil, dass der Durchschnitt ganz weisslich aussieht und der grüne Farbenton ganz verloren geht. Eine besonders häufige und charakteristische Erscheinung ist neben dem ersten Fall mit den frischen Partikeln der, dass auf den parallelen Längsrissen und den verschiedenen unregelmässigeren kleinen Querspalten feinste, in die grüne chloritische Masse eindringende schwarze, dendritische Krystallaggregate von Magnetit erscheinen.

Ausser Umwandlung in chloritische Substanz ist nicht gerade selten auch Umbildung in Epidot zu beobachten.

Plagioklas und Orthoklas. Im Allgemeinen steht die schärfere Ausbildung und das ungetrübtere Aussehen der Feldspathe im umgekehrten Verhältniss zur Frische der Hornblende. Es ist damit wohl nicht direct das Verhältniss der geringeren oder stärkeren Zersetzung der Feldspathe ausgedrückt. Zum Mindesten wäre es sehr auffallend, dass gerade diejenigen Gesteine, in welchen die Hornblendekrystalle sich bereits in einem sehr fortgeschrittenen Grade der Umwandlung befinden, durch die bessere Erhaltung der ausgeschiedenen Feldspathkrystalle sich vor den im Ganzen und insbesondere bezüglich der Hornblende in frischerem Erhaltungszustande befindlichen Gesteine auszeichnen sollten. Man darf vielmehr annehmen, dass wo die Feldspathe als vorwiegende charakteristische Einsprenglinge eine relative Frische bewahrt haben, dies auf Grund einer ursprünglichen vollkommeneren Krystallisation der Fall ist. Andererseits dürfte die weisse und grauliche körnige oder körnigfaserige Trübung, welche die häufig weniger scharf von der Grundmasse abgegrenzten, oft gerundeten Krystallkörner, aber auch die kantig begrenzten Krystalle bei den durch schwarze glasglänzende Hornblendekrystalle ausgezeichneten beiden Gesteinsgruppen zeigen, nicht so sehr oder wenigstens nicht allein auf secundärer molekularer Umbildung beruhen, sondern zum grossen Theil schon von der Unvollkommenheit der ursprünglichen Krystallisation herrühren. Dass bei der ursprünglichen Krystallausscheidung eine gewisse, gegenseitig behindernde oder abschwächende Wechselwirkung zwischen Hornblende und Feldspath sich geltend macht, dafür liegen auch anderwärts Andeutungen vor.

Obwohl nun im grossen Ganzen wegen der stark getrübten Beschaffenheit der grösseren Feldspathausscheidungen sich sehr schwer das relative Verhältniss in der Vertretung von Plagioklas und Orthoklas bei den Gruppen feststellen lässt, bei welchen der Feldspath unter den Einsprenglingen nur eine völlig untergeordnete oder eine zweite Rolle neben den Hornblendekrystallen spielt, ist doch in den meisten hier-

her bezüglichen Dünnschliffen durch einzelne Krystalle das Vorhandensein beider Feldspathe zu constatiren.

Die Ausbildung der Feldspathe hat im Allgemeinen nicht den mikroskopischen Habitus der feldspathigen Gemengtheile, wie ihn Rosenbusch den Dioriten, Diabasen und Aphaniten zuschreibt, selbst nicht bei den aphanitähnlichsten grünsteinartigen Porphyriten des Gebietes. Es ist hier noch weniger als für die nahestehenden Amphibolporphyre zutreffend, dass der feldspathische Gemengtheil wie bei den Grünsteinen in feinkörniger und undeutlich blätteriger Ausbildung gewissermassen als krystallinischer Grundteig auftritt. Dagegen ist es zustimmend, dass vollkommen ausgebildete Krystalle verhältnissmässig selten und häufiger monoklin als triklin sind, sowie dass unter den ausgeschiedenen grösseren Krystallkörnern solche mit vollkommener Zwillingsstreifung nicht häufig zu finden sind.

Die Feldspathe der grünsteinartigen, sowie der meisten grauen andesitischen Porphyrite erscheinen zwar überwiegend milchig oder körnig und faserig grau getrübt, aber sie zeigen meist deutlich begrenzte und nicht selten mit einer frischen Randzone umgebene Durchschnitte. Im polarisirten Lichte zeigen auch die körnigen und die partiell getrübten Feldspathe ein Farbenspiel. Erstere lassen gewöhnlich einen schwachen polychromatischen, der körnigen Beschaffenheit entsprechenden Farbenschimmer bemerken, die ungleichartig zersetzten haben stückweise lebhafte Farben und sehen mit den trüben Unterbrechungen der gefärbten Fläche wie zerfressen aus.

Die Feldspathausscheidung der dunklen blaugrauen Abtheilung der Porphyrite, sowie eines Theiles der lichtgrauen andesitischen Porphyrite, besonders der quarzführenden Abänderungen, nähert sich sehr dem Ausbildungsmodus, welcher bei „Rosenbusch“ (p. 358) für Trachyte und Andesite hervorgehoben wird. Es ist das Ueberwiegen von Krystallen mit nur scheinbar normaler Ausbildung bei gestörter und unregelmässiger Anordnung einzelner Theile im Inneren derselben und von Um- und Durchwachsungen mehrerer Individuen.

Besonders häufig ist zahnförmiges Ineinandergreifen oder plötzliches Absetzen verschiedener Zwillingslamellen, nicht minder kommen im polarisirten Lichte mehrfach quer gegeneinander stehende Zwillingsstreifen in einzelnen Theilen von äusserlich anscheinend wie ein einziges Individuum umgrenzten Durchschnitten zum Vorschein.

Das Auftreten von dunklem Kern und lichter Umrandung und die zonale Wiederholung getrübter Streifen, sowie feinere concentrische Structur bemerkt man in fast jedem Dünnschliff. Unter den Orthoklasen sind Zwillingsverwachsungen nach dem Karlsbader Gesetz sehr häufig.

Bezüglich der in den Feldspathen auftretenden Einschlüsse ist das ziemlich häufige Auftreten von Grundmasse und von Hornblende-Mikrolithen hervorzuheben.

Augit. Bei allen Gesteinen, mit Ausnahme der meisten dunkelblaugrauen Porphyrite, derjenigen mit quarzhaltiger Grundmasse und von einzelnen Abänderungen der durch frische schwarze Hornblende ausgezeichneten Hauptgruppen zeigen die Dünnschliffe das Vorhandensein von Augit an. Die durch schwarze glasige Hornblende ausgezeichneten grünen und grauen Gesteine zeigen fast in jedem Dünnschliff ein paar

Durchschnitte von lichtgelber Farbe und ein ausnahmsweise hornblendereiches Gestein der grünen Reihe ist daran so reich, dass dadurch ein specifisches Merkmal geboten wird.

Die lichtgelben, oft fast wasserhellen Durchschnitte sind häufig unregelmässig begrenzt und entsprechen grösseren Krystallkörnern oder Kornaggregaten. Nicht selten zeigen sich aber auch deutlich Kantenlinien und einzelne Winkel, und selbst ganze wohlumgrenzte Krystalldurchschnitte. Achtseitige Figuren sind nicht gerade selten, ausnahmsweise kommen auch sechsseitige Querschnitte zum Vorschein.

Die Krystalldurchschnitte sind meist glatt, glasig, in Schnitten parallel zur Hauptaxe von weit abstehenden Längsrissen und verhältnissmässig wenig von Querspalten durchzogen, die Körner sind gewöhnlich stärker und unregelmässiger rissig. Nur selten sieht man eine rauhe körnige Beschaffenheit, die an Olivin erinnert. Zwillingsbildungen sind nicht selten. Lamellare Einschaltungen und zonaler Aufbau wurden nur vereinzelt beobachtet.

Die verschiedenen Arten der Umrandung und der Spaltenausfüllung, sowie der Einschlüsse, welche zu beobachten sind, werden bei der Detailbeschreibung erwähnt werden. Zumeist ist es Hornblende und ihre grünen Umwandlungsproducte.

Zu bemerken wäre noch, dass auch innerhalb von Hornblendekrystallen und in einzelnen Fällen in scheinbarer Verwachsung mit Hornblende derselbe lichte, durch sehr lebhafte Polarisationsfarben ausgezeichnete Augit auftritt.

Calcit tritt in verschiedener Form auf. Am wichtigsten und interessantesten ist sein Erscheinen in Krystallräumen innerhalb der dichten, festen Gesteinsmasse bei dem grünsteinartigen Typus der Palaeophyrite. Hier liegt der Fall vor, auf Grund dessen Behrens in seinen Grünstein-Studien (Neues Jahrb. f. Mineralogie 1871, pag. 462) vermuthet, dass Calcit wohl auch als ursprüngliche Ausscheidung vorkommen könne. Die bei der betreffenden Specialbeschreibung genauer präcisirte Art des Vorkommens stimmt sehr nahe mit dem, was Behrens an unregelmässigen Körnern klaren Kalkspaths im Diorit von Munkholm sah. In das Calcitkorn ragen ziemlich häufig von der umgebenden Grundmasse aus hinein lange, braune, lebhaft dichroitische Hornblende-Kryställchen, wie sie auch in der Grundmasse selbst vorkommen. Derlei Hornblende-Nadeln liegen hin und wieder auch frei, ohne Verbindung mit der Umrandung im Calcit.

Feine scharfe Parallelrisse, welche der vollkommenen rhomboëdischen Spaltbarkeit entsprechen, sind bei grösseren Körnern und bei Drusenausfüllungen schon für das freie Auge oder mit der Loupe deutlich sichtbar. Unter dem Mikroskop erscheinen dieselben zum Theil in grösster Feinheit und Dichtigkeit. In ausgezeichneter Weise sind besonders bei der grünsteinartigen Abtheilung die Körner als polysynthetische Krystalloide (nach — $^1/_2$ R.) mit scharfparallelen, in einzelnen Fällen gekrümmten Zwillingslamellen ausgebildet. Dieselben sind häufig von verschiedener Breite, zeigen verschiedene feine Farbennuancen und bilden im polarisirten Lichte lebhafter gefärbte, an feinste Plagioklasstructur erinnernde Streifung. Sehr selten sind kleine Marmoraggregate, wie sie Oschatz zuerst beschrieb. Ein ausgezeichneter Fall von

rhombisch gitterförmiger Lamellarstreifung liegt in einem der Dünnschliffe des typischen Ortlerites vor. Nächst dieser Art des Vorkommens ist das Auftreten von kleinen Partieen in der Grundmasse, in den Hornblenden und den Feldspathen zu erwähnen, welche nur schwache, fein parallelwellig oder verschwommen-feinkörnig irisirende Farbenerscheinungen zeigen und von solchen, welche graulich-feinkörnig oder fasrig aussehen und nur den einfachen Wechsel zwischen lichter und dunkelgrau zeigen. Sehr häufig erscheinen solche Partieen als Umrandung der lamellargestreiften Krystallkörner sowie beliebig als kleine, makroskopisch gar nicht nachweisbare Flecken in der Grundmasse.

Biotit. Das mikroskopische Verhalten des Biotits der hierher gehörigen Porphyrite zeigt wenig Bemerkenswerthes. In der grünen basischen Gruppe sieht man nur ganz selten hin und wieder sehr kleine braune, fein parallel gestreifte, stark dichroitische Leistchen. Die Gesteine, in welchen er als charakteristischer Einsprengling in grösseren Krystallblättchen mit hexagonalem Umriss oder in sechsseitigen, lamellar gebauten Säulchen erscheint, gehören theils der dunkelblaugrauen, theils der lichtgrauen, quarzführenden Abtheilung der Cevedaleporphyrite an. In den die Säulchen treffenden Durchschnitten nun kommen lamellare Einschaltungen von Grundmasse und Calcit vor.

Quarz. In den an Kieselsäure reicheren Gesteinen erscheint Quarz fast ausschliesslich in kleinen meist vierseitigen, seltener in sechsseitigen Krystalldurchschnitten, welche im Dünnschliff zum Theil schon für das freie Auge kenntlich sind. Dieselben enthalten zahlreiche Einschlüsse von Mikrokrystallen, von denen die grössere Anzahl farblos ist und nadelförmige oder hexagonale Durchschnitte zeigt. Ueberdies treten regelmässig begrenzte, grünlich gefärbte Hornblendemikrolithen auf, welche in einzelnen Fällen zonal angeordnet sind.

Magnetit. Die Dünnschliffe lehren, dass Magnetit ein wesentlicher, aber verschieden reichlich eingestreuter Bestandtheil des Grundgemenges fast aller porphyritischen Gesteine des Cevedalegebietes ist. Die feinste, dichteste und gleichförmigste Vertheilung zeigt sich bei den beiden in grünen und blaugrauen Farbentönen variirenden Gruppen. Die dunkle Farbe der Grundmasse wird hier zum nicht geringen Theil durch diese Beimischung bedingt. Jedoch ist auch die Vertheilung in der lichteren grauen Gruppe noch reichlich und constant genug, um als Merkmal für den Charakter der Grundmasse aufgeführt zu werden.

In dieser Beziehung schliessen sich demnach alle drei Gruppen der Cevedaleporphyrite, jedoch die lichtgraue, an Kieselsäure reichste, im Uebrigen gerade am meisten an jüngere Gesteine erinnernde, noch am schwächsten dem Ausbildungsmodus der jüngeren basischen Eruptivgesteine an.

Ausser in der Form der Durchstäubung des Grundgemenges durch feinste Körnchen und Krystalle, tritt Magnetit auch in grösseren Krystallen und Krystallkörnergruppen auf. Vierseitige und verschiedene polygonale Umrisse mit einspringenden Winkeln sind noch am häufigsten, drei- oder sechsseitige Durchschnitte sind weit seltener. Röthliche Grenzpartieen oder verwachsene Höfe sind selbst in den Gesteinen, wo die Hornblende nicht mehr recht

frisch ist, nicht häufig. Als Einschluss in den Krystallausscheidungen von Hornblende, Augit, Plagioklas, Orthoklas und Glimmer ist Magnetit ebenfalls fast constant vorhanden. Sehr selten dagegen ist der Fall, dass Grundmasse oder Feldspathsubstanz in demselben eingeschlossen liegt. Die Ansicht Vogelsang's, dass unter den ursprünglichen Gemengtheilen Magnetit zuerst ausgeschieden wurde, darf wohl nicht zu allgemein gefasst werden. Es wird das nicht bei allen Mischungen das Gleiche sein. Die vollkommene Ausbildung von Einzelkrystallen müsste eine häufigere sein. Das in den meisten Fällen zutreffende dürfte sein, dass Magnetit wie Hornblende zu den zuerst ausgeschiedenen Krystallausscheidungen gehören. Dass Magnetit überdies auch als secundäre Bildung auftritt, dafür sprechen hier die dendritischen Figuren, welche er in den zersetzten Hornblenden einiger Gesteine bildet.

Verwandtschaft und systematische Stellung.

Die interessante Gesteinsreihe des Cevedale-Gebietes wurde in der einleitenden Uebersicht zu diesen Beiträgen als ein an den Dioritypus anschliessendes Vorbild der Propylite und Hornblende-Andesite der Tertiärzeit charakterisirt und es wurde dafür auch der provisorische Name „Alpenandesite“ oder „Palaeoandesite“ gebraucht. Diese Bezeichnung ist bei consequenter Anwendung der Resultate der neuesten Untersuchungen Zirkel's über die petrographischen Unterschiede der Propylite und Hornblende-Andesite nicht ganz entsprechend und soll hiermit auf Grund unserer detaillirteren jetzigen Untersuchungen modificirt werden. Es liegt nahe, an die Zirkel'sche genauere Fixirung von Propylit und Hornblende-Andesit anzuknüpfen, um die entsprechendste Position und Bezeichnung dieser alten Entwicklungsform der grossen Klasse der Plagioklas-Hornblende-Gesteine zu finden.

Bei der systematischen Anordnung und Gruppirung der Gesteine kann über die Nützlichkeit oder Zulässigkeit dieses oder jenes Eintheilungsgrundes die Meinung eine verschiedene sein. Der Standpunkt, welcher das geologische Moment aus der Systematik der krystallinischen Mineralgemenge vollständig ausschliesst, hat gewiss eine logische Berechtigung, aber er muss dann auch logisch durchgeführt werden können. Es ist der Standpunkt des Mineralogen, dem das Alter und die geologischen Verhältnisse, unter welchen ein Gestein sich gebildet hat, ganz unwesentlich erscheint und die Art der Ausbildung und der Association der Mineralgemengtheile das einzig Wesentliche. Historisch und sachlich hat daneben aber auch der Standpunkt seine Berechtigung, welcher es für einen Vortheil hält, wenn die nach mineralogischen Eigenschaften und Eigenthümlichkeiten specifisch getrennten und unter besonderen Namen fixirten Gesteinsreihen unter allgemeinen geologischen Gesichtspunkten gefasst und gruppirt werden.

Die ältesten Gesteinsbezeichnungen haben im Sinne und nach der Definition der Autoren zum grössten Theil zugleich ein allgemeines geologisches Altersverhältniss ausgedrückt. Der Fortschritt unserer Kenntnisse hat es mit sich gebracht, dass der ursprünglich begrenzte specifische Begriff an Inhalt und Ausdehnung gewonnen hat. Aus dem

alten Granit ist die nach manchen Autoren bis in die känozoische Zeit reichende Granitfamilie geworden. Damit ist aber auch das Bedürfniss gestiegen, die specifischen Eigenthümlichkeiten der verschiedenaltrigen Glieder dieser Familie zu studiren und zu benennen. Man kann ebensowenig wie man das Vorhandensein jüngerer Repräsentanten alter Typen abzustreiten vermag, von vornherein bestreiten, dass nicht auch umgekehrt ältere Repräsentanten von Gesteinstypen aufgefunden werden können, welche dem historischen Begriffe nach nicht älter als tertiär sein sollen. Warum sollte man nicht auch palaeolithische Vorbilder der tertiären Trachyte oder des Rhyolithtypus finden können?

Man wird solche Gesteine dann gewiss der betreffenden Gesteinsfamilie zustellen, man wird aber keine Identificirung vornehmen, sondern dem vom ursprünglich aufgestellten Begriff abweichenden Verhältniss durch eine entsprechende besondere Bezeichnung Ausdruck geben müssen.

Dasjenige, was man aber auch dann anstreben soll, wenn man bei der petrographischen Systematik dem geologischen Moment Rechnung tragen will, ist die Consequenz in der Art der Durchführung.

Es scheint deshalb mit Bezug auf die vorliegende Frage wohl berechtigt, wenn man unter den porphyrisch ausgebildeten Plagioklas-Hornblende-Gesteinen nicht nur die tertiären als besondere Gruppe auffasst, sondern auch die den primären Formationen angehörenden Porphyrite von den während der Absatzzeit der secundären Bildungen entstandenen Gesteinen des gleichen Typus trennt. In zweiter Linie dürfte es fernerhin wünschenswerth sein, das gleiche Princip der mineralogischen Hauptgliederung, welches von Zirkel mit Glück bei der geologisch jüngsten Gruppe angewendet wurde, auch bei der analogen mittleren und ältesten Gruppe beizubehalten.

Es mag die Frage nach dem passendsten Gruppennamen für die postcretacischen Porphyrite, welche die Propylite und Hornblende-Andesite umfassen, offen gelassen werden. Für die alten porphyritischen Plagioklas-Hornblendegesteine im Allgemeinen dürfte die Bezeichnung „Palaeophyrite" ziemlich geeignet erscheinen. Wenn es gelingen sollte, wie die känolithischen so auch die mesolithischen und palaeolithischen Porphyrite in zwei den Propyliten und den Hornblende-Andesiten analoge Unterabtheilungen zu sondern, würde für die „Palaeophyrite" neben dem jetzt noch keinem ausreichenden Inhalt entsprechenden Doelter'schen „Palaeo-Andesit" die Bezeichnung „Protopylit" gewählt werden können. Eine den „Propyliten" ziemlich analoge Gesteinsgruppe ist durch die porphyritischen Plagioklas-Hornblendegesteine des Cevedale-Gebietes in ziemlich reicher und charakteristischer Weise repräsentirt. Insgesammt tragen diese Gesteine gewiss mineralogische Hauptcharaktere an sich, welche Zirkel für die Propylite hervorhebt. Die Verwandtschaft mit dem Diorittypus steigert sich hier bei zwei Hauptabtheilungen der Reihe zu directen Uebergängen in Dioritporphyre und Nadeldiorite. Bezüglich des wesentlichsten der makroskopisch ausgeschiedenen Gemengtheile ist der propylitische Charakter eher angedeutet als der andesitische. Sowohl die grüne, als die dunkelblaugraue, als die lichtgraue Abtheilung der Cevedale-Porphyrite zeigt in fast allen Dünnschliffen grüne, niemals aber echte braune Hornblende mit

schwarzer Umrandung, wie die Andesite. Der fasrige Charakter kommt hier in den compacten prismatischen Krystallausscheidungen allerdings weniger zur Geltung und es steht überdies die Grundmasse meist auf einer Mittelstufe zwischen der der halbentglasten Andesite und der der völlig basisfreien Propylite.

Es wird daher vorläufig der allgemeine Name Porphyrite oder eventuell „Palaeophyrite“ beibehalten und nach der allgemeinen Aehnlichkeit mit gewissen Varianten, der dioritischen Grünsteine, der ungarischen Propylite und der Andesite die Sonderung in drei Gruppen durchgeführt. Eine Abtheilung, welche dem Typus der Hornblende-Andesite, wie ihn Zirkel kennzeichnet, ganz entspräche, findet sich unter den Gesteinen des Cevedale-Gebietes nicht vor. Die grauen Suldenite können, da ihnen die charakteristische braune Hornblende abgeht, trotz der Verwandtschaft im Habitus nicht so recht als „Palaeo-Andesite“ im Sinne von Zirkel's Hornblende-Andesiten bezeichnet werden. Dieselben werden daher nur als besondere Nebengruppe der dioritischen Palaeophyrite („Protopylite“) aufgefasst. Ihre Neigung zur Bildung rein dioritischer Ausscheidungen verräth ohnedies eine nähere Beziehung zu den Dioriten. Man könnte sie vielleicht am passendsten als porphyritische Ausbildungsform des Nadeldiorittypus charakterisiren.

Bezüglich der minder wichtigen Charaktere herrscht theils Uebereinstimmung, theils sind Unterschiede zu constatiren zwischen den Vertretern des tertiären und des palaeolithischen Propylit-Typus. Die Unterschiede, welche bezüglich der specielleren Ausbildungsform der Hornblende herrschen, sind aus den über den allgemeinen Charakter vorausgeschickten und aus der folgenden Detailbeschreibung der einzelnen Abänderungen ersichtlich. Jedenfalls lässt sich gelber Epidot als Umwandlungsproduct der Hornblende bei den Palaeophyriten des Cevedale-Gebietes ebenso, wenn auch seltener, nachweisen als in den typischen Propyliten Nordamerikas und Ungarns.

Was über den propylitischen Feldspath gesagt wird, stimmt zum Theil bezüglich der Seltenheit von Glaseinschlüssen, aber nicht bezüglich der reichen Erfüllung mit Hornblendestaub. Der Feldspath bietet überhaupt keine sehr bemerkenswerthen Anhaltspunkte. Er ist variabel in Bezug auf das Verhältniss von Plagioklas und Orthoklas und undeutlich und verschwommen in der Ausbildung, so dass in sehr vielen Fällen eine Unterscheidung der Feldspathe nicht möglich ist. Auch bei der Charakteristik der Propylite findet er nur untergeordnete Verwerthung.

Das accessorische oder fast charakteristische Erscheinen von lichtgrünem Augit als Nebengemengtheil bedingt bei zwei Abtheilungen der Gruppe eine bemerkenswerthe Abweichung von dem Verhalten der Propylite. Auch das Auftreten von Kalkspath mit rhomboedrischer Spaltbarkeit neben Epidot und viriditartigen grünen Substanzen in Hornblendeumrissen ist auf gewisse Vorkommen beschränkt; dagegen ist ein reichliches Auftreten von Magnetitkörnern, wie den Propyliten, so auch allen Palaeophyriten des Cevedale-Gebietes eigen. Bezüglich des Kieselsäuregehaltes erreichen unsere alten Gesteine die Propylite, zumal diejenigen von Nordwest-Amerika, bei weitem nicht.

Während diese bis auf 65% steigen, halten sich die meisten Palaeophyrite des Cevedale-Gebietes zwischen 50—60%, wie die Diorite und Dioritporphyre, einige wenige steigen bis auf 62, eine ansehnliche Abtheilung sinkt unter 50 bis auf 47% herab.

Die Beziehungen unserer Gesteine zu der verhältnissmässig geringen Anzahl von Porphyriten, welche bisher studirt und bekannt gemacht wurden, sind wohl das Nächstliegende, denn es sind ja jedenfalls Porphyrite in der allgemein üblichen Fassung, welche vorliegen — d. i. vortertiäre, porphyrisch ausgebildete Plagioklas-Hornblendegesteine.

Obwohl nun aber die porphyritische Gesteinsreihe des Cevedale-Gebietes eine grosse Reihe der Abänderungen enthält, in denen man sich überhaupt die durch makroskopische Krystallausscheidungen der Hornblende ausgezeichnete Abtheilung der Porphyritgesteine variirend vorstellen kann, finden wir darunter keine Gesteinsform, welche sich besonders nahe an die bereits beschriebenen Porphyrite anschliesst.

Die vollständigste Zusammenstellung des Wesentlichen, was über Porphyrite bekannt ist, verdanken wir Rosenbusch, welcher dieselbe in seiner mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine (Stuttgart 1877) als besondere Familie (pag. 277—292) abhandelt.

Die Porphyrite von Ilfeld, aus Sachsen, aus dem Vogesengebiet und aus dem Rothliegenden der Pfalz und des Saar-Nahe-Gebietes sowie diejenigen der Südalpen bilden den Grundstock. Daran schliesst sich nur noch eine Reihe mehr vereinzelter oder weniger gut bekannter Vorkommnisse an: Der sogenannte Diorit-Diabas Wiik's von Ersby und Skraebloele auf den Pargas-Inseln, der Uralit-Porphyr von Kalvola, der Porphyrit von St. Märgen im Schwarzwald, die gewöhnlich zu den Melaphyren gestellten Gesteine aus dem Mahnebacher Grunde und von Wallenburg in Thüringen, die erratischen Porphyrite Schlesien's, der „Porfido rosso antico“, der Pechsteinporphyr vom Kornberge bei Erbendorf, der Trapp von Obau in Schottland, das Gestein des mittleren Trapplagers im Kohlensandstein von Arran unter Kildonan Castle, ein Theil der Trappe aus den Warwickshire coalfields und der Quarzporphyrit von Papallacta des Antisana in Ecuador.

Die reiche Ausscheidung von grösseren nadel- oder säulenförmigen frischen Hornblendekrystallen geht allen diesen Gesteinen ab, ebenso ist die reichliche Durchstäubung der Grundmasse mit feinen Magnetitkörnchen bei keinem der genannten Vorkommen hervorgehoben. Typisch braune Hornblende, welche so häufig neben der fasrigen grünen Hornblende in den ausseralpinen Porphyriten erwähnt wird, ist in den Gesteinen des Cevedale-Gebietes als makroskopische Ausscheidung nur selten vorhanden. Grüne fasrige und zersetzte Hornblende kann hier überdies nur in den seltensten Fällen als Uralit betrachtet werden. Am meisten stimmt, was Rosenbuch über die Hornblende der von ihm selbst untersuchten Hornblende der mesolithischen Porphyrite von Tirol sagt. Nur ist hier eine graubraune Färbung und geringer Pleochroismus der seltenere Fall. Bouteillengrüne, grauliche, gelbliche bis grünlich-braune Farbentöne sind bei den Gruppen mit frischer, schwarzer, glasglänzender Hornblende die herrschenden; die zur Zersetzung geneigte Hornblende zeigt nur stellenweise die Farbe der

frischen, überwiegend ist sie lichtgrün und zeigt dann oft deutlicher typisch faserige Beschaffenheit.

Noch weniger wie mit den bekannten Porphyriten der ältesten und der mittleren Perioden stimmen unsere Gesteine mit den von Theobald (Geol. Beschr. v. Graubünden 1864) in den Tirol und der Lombardei benachbarten Gebieten der Schweiz unter dem Namen Spilit, Spilitdiorit, Dioritmandelstein und Dioritporphyr ausgeschiedenen Gesteinen.

Der aphanitische Spilit mit Uebergängen in Blatterstein wird als dichtes, durch Chlorit, Hornblende und Eisenoxydul gefärbtes, graugrünes, grünes, rothes oder rothgrün marmorirtes Gestein beschrieben, welches mit Serpentinen und grünen Schiefern in Zusammenhang steht. Der Spilitdiorit, welcher die Kernmasse des Piz Mondin bildet und ein feinkörniges Gemenge von hellgrünem und graugrünem Plagioklas mit schwarzer oder grünlicher Hornblende darstellen soll, wird mit den Grünsteinen von Nassau und Hessen verglichen, stimmt aber weder mit dem körnigen Diorit noch mit irgend einem der porphyritischen Gesteine unseres Gebietes hinreichend nahe überein.

Der Dioritmandelstein vom Hörnli bei Erosa, ein dioritisches Gestein mit Kalkspathmandeln, hat vielleicht einige Analogie mit den grünen, Kalkspathkörner führenden Porphyriten unseres Gebietes, aber es ist nichts darüber gesagt, dass es ein Gestein mit Grundmasse ist.

Ebenso zeigt der Dioritporphyr Theobald's keine volle Uebereinstimmung mit den Cevedale-Gesteinen, weder mit den körnigen Dioritporphyren, noch mit den dioritischen Porphyriten, denn er hat eine dioritische lauchgrüne bis schwärzlichgrüne Grundmasse und schöne weisse und hellgrüne Feldspathkrystalle als porphyrische Ausscheidung. Das Theobald'sche Gestein repräsentirt demnach eine besondere Gruppe der älteren Porphyrit-Reihe und steht unseren blaugrauen Porphyriten durch das Hervortreten der Feldspath-Einsprenglinge am nächsten.

Unter diesen Verhältnissen müssen wir unsere Gesteine als neuartige Glieder der grossen, sich in den drei geologischen Hauptabschnitten wiederholenden porphyritischen Hauptlinie der Plagioklas-Hornblende-Familie herausheben.

Die Palaeophyrite des Cevedale-Gebietes sollen demnach in drei nach dem äusseren Habitus und der chemischen Zusammensetzung von einander trennbaren Gruppen betrachtet werden.

Es sind dies: 1. Die grünsteinartigen Porphyrite. 2. Die dunkelblaugrauen propylitischen Porphyrite. 3. Die lichtgrauen andesitischen Porphyrite.

Gliederung und Specialbeschreibung.

A) Grünsteinartige Porphyrite (Ortlerit).

Kieselsäuregehalt: 48—54%. Grundmasse: Stark überwiegend, aphanitisch, schwarzgrün, dunkel oder lichter graulichgrün bis grünlichgrau, ziemlich dicht von feinsten Magnetitkörnchen durchstäubt. Im Dünnschliff grünlich, Gemenge von krypto- bis mikrokrystallinisch gemischten Partieen mit Mikrofelsitbasis.

Wesentliche makroskopische Krystallausscheidung: Schwarze, frische, glasglänzende Hornblende in nadel- bis säulenförmigen, mehr minder vollständig ausgebildeten Prismen von häufig scharfkantig sechsseitigem Querdurchschnitt, ganz compact oder mit Anlage zu feiner Längsfaserung, im Dünnschliff bräunlich bis gelblich oder graulichgrün, in niemals dichter, eher sparsam verstreuter, aber ziemlich gleichmässiger Vertheilung.

Accessorische, aber für einzelne Abänderungen charakteristische Krystallausscheidungen: Calcit, Augit, Plagioklas und Orthoklas. Unwesentlich aber fast immer vorhanden sind grössere Magnetitkörner oder Kornaggregate, feineingesprengter Pyrit, meist in feinen Körnchen oder krystallinischen Körnergruppen, secundärer Calcit in kleinen Hohlräumen und feinen Spalten. Die meisten Gesteine entwickeln daher bei Befeuchtung mit Salzsäure Kohlensäure.

1. Typischer Ortlerit. Kieselsäuregehalt: 48—50%. Fundorte: Hintere Gratspitze, Rechter Moränenwall des Suldenferners, zwischen Schaubachhütte und Ebenwandferner.

Art des Vorkommens: In lagerförmigen Massen und als Einschluss im grauen andesitischen Porphyrit (Suldenit).

Makroskopische Beschaffenheit: Das Gestein ist durchweg sehr fest und zäh, besitzt einen scharfkantig unebenen, seltener splittrigen bis unvollkommen muschligen Bruch und im frischen Zustande Farbennuancen, welche von grünlichschwarz zu dunkelgrünlichgrau bis graulichgrün mit weisslichem Schimmer wechseln.

Was die Färbung der nicht frischen, angewitterten Gesteinsoberflächen oder Klüftungsflächen, der stärkeren Verwitterungsrinden oder der ganz durchwitterten Gesteinsstücke anbelangt, so sind diesbezüglich Unterschiede wahrzunehmen. Ein bräunlicher Anflug zeigt sich im ersten Stadium der Anwitterung. Die Oberfläche älterer Verwitterungsrinden zeigt weisslichgraue bis lichtgelblich-graugrüne oder olivengraue Färbung der Grundmasse, wobei die schwer verwitternden, glänzendschwarzen Hornblendekrystalle desto schärfer hervorstechen.

Die helle, dünne, oberste Verwitterungsschicht wird meist durch eine zwei bis drei Millimeter breite, bräunliche Lage von der frischen oder weniger angegriffenen, grünlichen Gesteinsmasse getrennt. Bei einzelnen Vorkommnissen mit bräunlicholivengrünem Farbenton ist meist nur eine einfache, dünne, weisse Verwitterungsrinde zu beobachten.

Die selteneren Stücke, bei welchen die Hornblende stärker angegriffen wurde, zeigen auf der Verwitterungsfläche Kritzen und Vertiefungen. Die Hornblendeprismen sind hier herausgefallen oder ver-

wittert und ausgewaschen. Nicht selten sieht man mit grösster Schärfe die Kanteneindrücke der entfernten Prismen. Einige Varietäten zeigen eine vollständige Durchwitterung von eigenthümlicher Farbe. Der schwächer angegriffene Kern des Gesteins ist gelblichgrau, die äussere fünf bis zehn Millimeter dicke Verwitterungszone ist röthlich gefärbt. Bemerkenswerth ist es, dass in solchen Gesteinen die Horblendenadeln noch schwarz und glänzend erscheinen, selbst dort, wo sie auf der Aussenfläche schon stückweise herausgebröckelt sind.

Die Grundmasse ist extrem überwiegend und nähert sich im äusseren Ansehen am meisten derjenigen der aphanitischen Grünsteine.

Die Hornblende-Einsprenglinge sind stets mit freiem Auge deutlich erkennbar. Selbst aus dunkler Grundmasse heben sich die tiefschwarzen, seltener einen Stich ins Grüne zeigenden, kleinen, theils vollkommen, theils unvollkommen ausgebildeten prismatischen Krystalle durch den lebhaften Glasglanz mit fast metallischem Schimmer noch deutlich ab. Mittelgrosse Kryställchen von 4 bis 6 Mm. Länge bei 0·5 bis 1 Mm. Dicke sind am häufigsten, jedoch erscheinen daneben einerseits feine Krystallnadeln von 2 bis 4 Mm. Länge bei 0·1 bis 0·2 Mm. Dicke, andererseits aber sporadische, grössere Säulchen mit Flächen von 1·5 bis 2 Mm. Breite. Die Vertheilung durch die Gesteinsmasse ist eine im Grossen gleichförmige und nur local etwas variabel. Während im Durchschnitt etwa zehn Kryställchen auf einer Gesteinsfläche von 20 Quadr.-Mm. sichtbar sind, sinkt diese Durchschnittszahl an einzelnen Stellen auf ein Minimum von 3 bis 5 und steigt andererseits ganz local auf ein Maximum von 20 bis 25 verschiedenen Krystalldurchschnitten für denselben Flächenraum innerhalb eines und desselben Handstückes. Dabei ist das Auftreten in Gruppen von büschelförmig zusammengestellten oder sich kreuzenden zwei, drei bis fünf längeren Säulchen nicht gerade selten. Den Modus der porphyrischen Textur, welcher dadurch entsteht, kann man als lose oder zerstreut spreuartig bezeichnen.

Die neben der Hornblende erscheinenden accessorischen Mineralausscheidungen: Augit, Calcit, Magnetit und Pyrit treten für das freie Auge selten deutlich hervor, sind jedoch mit der Loupe schon im Gestein zu erkennen und kommen fast immer erst im Dünnschliff mit grösserer Schärfe zum Vorschein.

Ausscheidungen aussergewöhnlicher Art kommen unter den typischen Ortleriten nur selten und in kleinen Partieen vor. Sehr feinkörnige bis mikrokrystallinische dioritische Absonderungen, welche oft erst im Dünnschliff deutlicher gegen die normal ausgebildete Grundmasse abstechen, werden weiterhin bei den Resultaten der mikroskopischen Untersuchung Erwähnung finden. Mandelsteinbildung wurde bei einer grösseren kugelförmigen, im Suldenit eingeschlossenen Ortleritmasse beobachtet. Neben vielen unausgefüllten oder später durch Auswitterung leer gewordenen kleinen Hohlräumen, sind solche mit vollständiger Ausfüllung durch ein weissliches zeolithisches Material zu beobachten.

Einschlüsse von fremdartigen Gesteinen sind nicht gerade selten. Bruchstücke von Gneiss, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer sind, abgesehen von isolirten Quarzbrocken, die gewöhnlichsten

Einschlüsse. Taf. III Fig. 3 repräsentirt einen bemerkenswerthen derartigen Einschluss.

Mikroskopische Untersuchung: Die Grundmasse, im Dünnschliff unter der Loupe betrachtet, zeigt selbst in zarteren Schliffen einen grünen Schimmer und eine dichte, gleichförmig feine, punktförmige Vertheilung des wesentlichen Magnetitbestandtheiles. Im Uebrigen erscheint der Dünnschliff als ein kryptokrystallines, von glashellen Punkten und Strichen mit grauen und grünlichen Knötchen und Fasern gebildetes feinstes Filzwerk. Bei einer Reihe von Dünnschliffen nimmt man eine gewisse Sonderung des kryptokrystallinischen Materials in der Weise wahr, dass sich die Magnetitkörnchen sammt den grauen und grünlichen Partikelchen häufchenweise gruppiren und etwas merklicher von der lichteren Umgebung abstechen.

Das Mikroskop (Hartnak, Vergr. 240) entwirrt dieses Krypto-Gemenge insoweit, dass man folgende Elemente der Zusammensetzung unterscheiden kann:

1. Einen nicht immer überwiegenden durchsichtig lichten, wesentlich aus völlig entglaster Grundmasse bestehenden Faserfilz mit wechselndem Gemisch von langen, leistenförmigen, krystallinisch individualisirten und kryptokrystallinisch faserig ausgebildeten Partien. Hin und wieder erscheinen die leistenförmigen Feldspathkryställchen strichweise parallel geordnet und deuten Fluidalstructur an. Bei Weitem überwiegend ist jedoch ein wirres Kreuz und Quer von faserigem, mit besser individualisirtem Material. Diese lichten Partien der Grundmasse enthalten meist weniger Magnetitkörnchen und hin und wieder auch einzelne Körnchen und Körnchengruppen, sowie einzelne nadelförmige, zwischen braun und lichtgelb dichroitische Hornblendekryställchen. In polarisirtem Lichte wechselt der Feldspathfilz im Ganzen nur zwischen wasserhell oder lichtgelb und lichtneutralblau. Einzelne grössere Leistchen zeigen hin und wieder die Plagioklasstreifung, und einzelne lebhafter polarisirende Körnchen erweisen sich als Orthoklas, andere als Quarz.

2. Grauliche, feinkörnig zaserige Partien bald deutlicher häufchenförmig zusammengeballt, bald wie zarte Federwolken unmerklich in die lichte Feldspathsubstanz verfliessend. Um und innerhalb dieser Wölkchen concentrirt sich meist auch die Anhäufung der Magnetitkörnchen, sowie der grünen, zum Theil noch frischen, zum grösseren Theil chloritisirten, seltener epidotisirten Hornblendepartikeln. Die noch frische Hornblende, welche theils in noch kenntlichen kleinen Prismendurchschnitten, theils in unregelmässigen Partien auftritt, ist gewöhnlich etwas dunkler bräunlich- oder graulichgrün gefärbt als die lichtgrünen oder gelblichen Umwandlungsproducte, und zeigt meist noch deutlichen Dichroismus. Ausserdem erscheinen auch hier braune nadelförmige Hornblendekryställchen. Die grauen wolkigen Partien enthalten hin und wieder mit Calcit imprägnirte Stellen, im Ganzen wechseln sie von dunkel zu licht und zeigen schwache, feinkörnig zerstreute Polarisationsfarben, wie unvollkommen auskrystallisirte oder zersetzte Feldspathe.

3. Kryptokrystallinisch körnig und feinfaserig durchsprenkelte Partien von mikrofelsitischer Basis. So dürfte vielleicht die passendste Bezeichnung sein für das sich zwischen den genannten Elementen der Ort-

lerit-Grundmasse in grösserer oder geringerer Ausdehnung und Constanz durchziehende oder fleckweise vertheilte dritte Element, welches in gewöhnlichem Lichte sich fast gar nicht von den beiden anderen Ausbildungsstadien der Grundmasse abscheidet, aber unter gekreuzten Nicols nahezu wie das Glas licht und dunkel wird. Nur ein gewisser, matter Hauch und zerstreute punktförmige oder strichförmige feinste Stellen, welche bei der Stellung auf dunkel licht bleiben, unterscheiden diese halbentglaste Basis vom Verhalten der angrenzenden Glasunterlage.

4. Kleine, verschieden vertheilte, kantig oder zackig begrenzte Rückstände einer lichtgrünen, an feinsten Stellen kaum kenntlich gefärbten Glasbasis wurden in einzelnen Schliffen gleichfalls beobachtet.

Obwohl bei den beiden anderen Gesteinsgruppen von derlei Spuren von reiner Glasbasis nichts Sicheres zu beobachten war, kann dies doch nicht als wesentliches Unterscheidungsmerkmal für die Gruppe, sondern vorläufig höchstens als bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit der Grundmasse einiger Vorkommnisse des typischen Ortlerits angemerkt werden.

Die Hornblende der typischen Ortlerite zeigt im Dünnschliffe gewöhnlich bräunlich- bis gelblich grüne Farbennuancen. Im Mittel zeigen die von etwas hornblendereicheren Stellen entnommenen Dünnschliffe wohl 4—6 Krystalldurchschnitte, aber es liegen auch Schliffe mit 10—12 kleineren neben 4—5 grösseren Hornblendedurchschnitten vor. Der Dichroismus ist immer recht lebhaft, wenn auch nicht so stark wie bei der typischen braunen Hornblende oder beim Biotit. Die grösseren prismatischen Durchschnitte, welche nahezu parallel der Hauptaxe fallen, zeigen zuweilen normale Enden, häufiger sind sie unregelmässig ausgezackt. Sehr häufig sieht man geradlinige, sehr feine Parallelstreifen oder auch nur breiter von einander abstehende Parallelspalten und unregelmässiger verlaufende Querrisse. Querschnitte senkrecht auf c von sechsseitigem und rhombisch vierseitigem Umriss mit rhombischem Spaltennetz oder unregelmässigere, gerundete und verzogene Schnitte, welche die der doppelten Spaltungsrichtung entsprechenden Risse in weniger regelmässigen Formen zeigen, sind gleichfalls zu beobachten. Gar nicht selten sind verschiedene, durch den deutlichen Dichroismus leicht erkennbare Verwachsungen. Es wurden beobachtet: Reguläre Zwillinge und zwar grössere, sowie auch in grossen Krystalldurchschnitten eingeschlossene kleine Krystalle, Einschaltungen von verschiedener Dicke und Position, sowie unregelmässige Verwachsungen mehrerer unvollständig ausgebildeter und verschieden orientirter Prismen.

Unter den eingeschalteten Lamellen, welche ganz und gar dieselben Polarisationsfarben, nur in umgekehrter Folge zeigen, wie der Hornblendekrystall selbst, wurden folgende besondere Modificationen beobachtet: Mehrfache lamellare Interpositionen parallel der Hauptaxe in einem Längsschnitt, ferner eine mittlere breite Lamelle in der Zwillingsebene, welche den Längsschnitt nur zu zwei Drittel durchschneidet und plötzlich abbricht, lamellare Interpositionen in einem deutlichen Zwilling, zonaler scharfbegrenzter Kern mit verzweigtem weissen Einschluss in rundlich begrenztem Querdurchschnitt durch eine Mittellamelle getheilt, Längsschnitt von einer Lamelle diagonal durchsetzt, vollkommen

sechsseitiger Querschnitt eines Hornblendeprismas durch zwei sich kreuzende Lamellen ausgezeichnet.

Zonales Wachsthum ist gleichfalls nicht gerade selten und zwar sowohl der einfachere Fall von Kern und Hülle, als auch der einer durch mehrere concentrische, sechsseitige Umrisse markirten Zonalstructur.

Die Beschaffenheit und Gestalt der in den Hornblenden vorkommenden Einschlüsse ist ziemlich mannigfaltig. Besonders häufig sind Einschlüsse von Grundmasse, Feldspath und Magnetit; in einzelnen Fällen wurden auch kleine Hornblendekryställchen (in einem Falle Zwillinge) und Augitkörnchen in grösseren Hornblenden beobachtet.

Augit. In fast jedem Dünnschliff bemerkt man einige regellos eingestreute lichtgelbe, glasige Flecken. Dieselben sind zuweilen ringsum scharflinig achtseitig, sehr selten sechsseitig begrenzt, häufiger ist diese Begrenzung nur theilweise angedeutet und ein mehr minder grosser Theil des Umrisses regellos abgegrenzt. Noch häufiger sind die Flecken rundlich oder sie erscheinen als Kernpartien in den Zellenräumen eines unregelmässig maschig structurirten Knäuels. Ausnahmsweise kommen wohl bis an 12 derlei lichte Durchschnitte von Augitkryställchen und Körnern in einem Dünnschliff vor.

Nicht selten sind die Krystalle verhältnissmässig wenig rissig, nur von ein paar Parallel- und Querrissen durchsetzt, oft jedoch bemerkt man ein ganzes Netzwerk von Rissen. Dabei aber sind die lichten Stellen glatt, nur höchst selten sieht man eine Rauhigkeit, die an Olivin erinnert. Im polarisirten Lichte zeigt sich stets ein lebhafter Farbenwechsel. Zwillinge und unregelmässige Verwachsungen sieht man nicht gerade häufig, zonalen Aufbau der Krystalle sehr selten. Nicht selten ist in der Umrandung sowohl als auch in dem inneren Netzwerk von Rissen bei den knäuelförmigen Körneraggregaten, oft auch bei scharf umgrenzten Einzelkrystallen neben vorherrschend grünen, schwach oder gar nicht dichroitischen chloritischen Umwandlungsproducten, etwas Hornblende sowie Calcit, Magnetit und Quarzit zu beobachten. An Einschlüssen ist der Augit arm. Zuweilen erscheint er mitten zwischen Hornblende-Aggregaten, innerhalb eines frischen Hornblendekrystalls, in einem Falle auch in scheinbarer Verwachsung mit Hornblende.

Calcit. Die ziemlich häufigen Durchschnitte von kleinen Calcitkörnern, welche man fast eher zu den ursprünglichen Ausscheidungen, als zu secundären Ausfüllungs- oder Umwandlungsproducten rechnen muss, zeigen meist sehr schön die charakteristische, feine lamellare Streifung mit Interferenzfarben. In einem Falle zeigte sich ein in rhombische Felder getheiltes Korn mit sich derart kreuzenden Lamellen, dass jedes Feld die Farbenstreifen gleichsam in zonaler Wiederholung enthält.

Das Calcitkorn ist meist von einem Hof umgeben, der bald mehr weniger starke Absorption zeigt und meist aus einem mit feinkörnigem Calcit imprägnirten Filzwerk von nadelförmigen Mikrolithen besteht, unter welchen sich deutlich braune, stark dichroitische Hornblenden befinden, welche theils nach aussen in die Grundmasse, theils nach innen in das Calcitkorn hineinragen. Ueberdies liegen nicht selten auch freie derartige braune Hornblendenädelchen im Calcitkorn selbst

eingebettet. Auch Magnetit (eventuell Pyrit) in feinen oder gröberen Körnchen oder Leisten findet sich darin vor. Ueberdies zeigen sich in der Umrandung nicht selten an gewissen Stellen gruppenweise Durchschnitte von kleinen Quarzkörnern und Krystallen von zum Theil sechsseitigem Umriss.

Quarz kommt ausser in dieser Form nur noch in ganz vereinzelten kleinen, unregelmässigen kantigen Körnchen in die Grundmasse eingestreut vor.

Magnetit tritt selten frei in grösseren Krystall- oder Körnerdurchschnitten auf, gewöhnlich ist er an Calcit-, Hornblende- oder Augitausscheidungen gebunden. Pyrit dürfte sich häufiger unter derartigen, schwarz erscheinenden Durchschnitten von grösseren Körnern und Körneraggregaten befinden.

Glimmer scheint hin und wieder ganz untergeordnet in kleinen braunen, stark dichroitischen Durchschnitten aufzutreten.

Im Anschluss müssen wir hier der Beschaffenheit kleiner Ausscheidungen in der Grundmasse erwähnen, welche mit freiem Auge wenig bemerkbar sind, weil sie eigentlich nur eine etwas gröber mikrodioritische Ausbildung einzelner Stellen der Grundmasse darstellen, aber im Dünnschliffe sehr deutlich hervortreten.

Diese Absonderungen stellen ein etwas stärker krystallinisch differenzirtes Gemenge von etwas grösseren Plagioklasleisten mit feinkörnig kryptokrystallinischer Grundmasse dar, in welcher zahlreiche kleine, kurze, prismatische Hornblendesäulchen und mehr vereinzelt auch grössere Magnetitkörner eingestreut sind. Nebenbei tritt auch etwas Calcit und Quarz darin auf.

2. Ortlerit mit Calcit-Einsprenglingen. Kieselsäuregehalt 48—50 Procent. Fundort: Moräne des Suldenferners.

Makroskopisch fällt dieses lichter und lebhafter graulichgrüne Gestein mit stark glänzenden schwarzen Hornblendeprismen durch die zwar zerstreute, aber constante porphyrische Vertheilung von frischen glänzenden, theils kantig, theils gerundet begrenzten Calcittafeln auf, welche Durchschnitten von unregelmässig und verschieden geformten Körnern, aber nicht secundären Blasenausfüllungen oder Mandeln entsprechen.

Unter dem Mikroskop zeigt die Grundmasse ausser dem gewöhnlichen Reichthum an feinen Körnchen und Krystalldurchschnitten von Magnetit auch ein Ueberwiegen der lichtgrünen chloritischen Substanz und der dunklen Häufchen gegen die faserigen, durchsichtigen, weisslichen, aus Feldspathmikrolithen bestehenden Flecken. Ueberdies fehlen die kleinen, frischen, dichroitischen, grünen und braunen Hornblenden und verschiedene, nicht abgegrenzte kleine Partien zeigen Absorption wie Calcit.

Die Hornblende ist gelblich oder bräunlich-bouteillengrün, längsrissig und erscheint theils in langen prismatischen Bruchstücken, theils in wohlausgebildeten Längs- und Querschnitten. Neben ganz unregelmässig umgrenzten Krystallverwachsungen bemerkt man grosse Prismendurchschnitte mit einseitiger Störung im Wachsthum durch einen

zweiten Krystall. Nicht selten sind verschieden dichroitische, lamellare Einlagen nach der Hauptaxe, reguläre Zwillingsbildung und schön zonaler Aufbau, sowie verschiedenartige Einschlüsse.

In dem einen Dünnschliff ist in einer Gruppe von Durchschnitten auch ein schöner sechsseitiger Querschnitt, welcher einen weissen Kern und eine lichte, breitere Zone innerhalb der grünen, mit zahlreichen feinen, dunklen Zonallinien versehenen frischen Hornblendehülle zeigt. Ein grosser prismatischer Längsschnitt zeigt stumpf abgerundete Enden und parallele Streifung durch zwei der ganzen Länge nach eingeschaltete verschieden dicke Lamellen. Dabei ist er, obwohl in der Umrandung ganz frisch, inwendig wie zerfressen durch lichtere ausgezackte und gebuchtete Räume, welche von Kalkspath, Grundmasse und lichtgrünlicher chloritischer Substanz ausgefüllt sind.

Chemische Zusammensetzung. Ausser den im Folgenden wiedergegebenen Resultaten der Pauschalanalyse von zwei den eben beschriebenen beiden Abänderungen des Ortlerites entsprechenden Mustern wurde noch eine Kieselsäurebestimmung von einem besonders frischen Ortlerit gemacht, welcher aus dem rechtsseitig vom Suldenferner gelegenen Gebiet stammt. Dieses Gestein gab fast genau denselben Kieselsäuregehalt wie die beiden vollständig analysirten Proben, nämlich 48·25 Proc. Von diesen Proben stammt die eine von einem Musterstück des Hinteren Grat-Vorkommens, welches zur Hälfte aus typischem, dunkelgrünem Ortlerit, zur anderen Hälfte aus grauem typischem Suldenit (Analyse Nr. 4, p. (79)) besteht, die andere entspricht dem Ortlerit mit Calcitausscheidung vom grossen rechtsseitigen Moränenwall des Suldenferners.

	Ortlerit Nr. 1 Hintere Gratspitze	Ortlerit Nr. 2 Suldenferner	Dioritporphyr (N von Backen, Fröskogsocken) nach Törnebohm
Kieselsäure	48·95	48·94	48·52
Thonerde	14·80	17·82	19·55
Eisenoxyd	8·42	6·85	4·10
Eisenoxydul	10·23	4·69	4·55
Kalk	7·40	6·48 (bei 1·73 $CaCO_3$)	10·80
Magnesia	2·08	5·38	6·69
Kali	2·97	1·78	0·46
Natron	3.23	3·59	4·54
Glühverlust	1·76	2·80	1·82
Summa	99·84	100·08	99·03
Dichte	2·8320	2·7800	

Unter allen in den Tabellen (Beiträge 1873) von J. Roth aufgeführten dioritischen Gesteinen ist keines zu finden, welches ganz nahe zum Ortlerit stimmt. Einigermassen vergleichbar erscheint wohl das oben aufgeführte, von Törnebohm analysirte schwedische Gestein, welches in graugrüner, pistazithaltiger Grundmasse Feldspathgrundmasse,

dunkelgrüne Hornblendekrystalle enthält. Bei gleichem Kieselsäuregehalt unterscheidet es sich durch den etwas grösseren Gehalt an Thonerde, Kalk, Magnesia und Natron bei geringerer Summe des Eisenoxyd- und Oxydul- und Kaligehaltes. Ausserdem könnte man vielleicht noch die von Delesse analysirten Vogesen-Aphanite in Betracht ziehen.

3. **Augit-Ortlerit.** Kieselsäuregehalt 49—53. Fundort: Rechter Moränenwall des Suldenferners.

Art des Vorkommens: Bisher nur in Blöcken bekannt, jedoch wahrscheinlich an den Felswänden zwischen Madritschjoch und Eisseepass in lagerförmigen Massen auftretend.

Makroskopische Beschaffenheit: Wegen der grünen Farbe der Grundmasse und der untergeordneten Bedeutung der spärlichen Feldspathausscheidung wird dieses interessante Gestein der Ortleritgruppe zugesellt, obwohl die reichlicher spreuartige Ausscheidung von Hornblende und die Neigung zur Bildung von dioritischen Ausscheidungen schon eine Annäherung an die Suldenite andeutet und andererseits auch Beziehungen zu den propylitischen Porphyriten vorhanden sind. Die Grundmasse ist bei dem Hauptvorkommen ziemlich lebhaft grün, im Allgemeinen lichter graulichgrün oder auch grünlich blaugrau. Dieselbe wiegt mässig vor über die makroskopische Krystallausscheidung. Das Gestein hat zum Theil ein splitterig körniges Gefüge.

Normale makroskopische Ausscheidungen (Einsprenglinge): Die schwarze glasglänzende Hornblende zeigt hier schon hin und wieder einen Stich in's Grüne und Anlage zur Chloritisirung, aber im Allgemeinen herrscht das frische Material vor und sticht deutlich von der lichteren grünlichen Grundmasse ab. Neben der reichlichen gleichkörnigen Ausscheidung von feineren prismatischen Einsprenglingen von 3—8 Mm. Länge bei 0·2—1 Mm. Dicke erscheinen in regelloser Vertheilung Krystalldurchschnitte von 6—8 Mm. Länge bei 3—4 Mm. Breite, ja von 12—14 Mm Länge bei 4—5 Mm. Breite, nicht selten mit geradliniger oder domatischer Ausbildung der Enden.

Grüner Augit (Kokkolith) in rundlichen Körnern, knäuelförmigen Aggregaten, besonders aber in wenigstens theilweise scharf umgrenzten Krystalldurchschnitten sticht zwar nicht sehr auffallend aus der Grundmasse hervor, ist aber selbst für das freie Auge durch den Glanz, den muscheligkörnigen Bruch und die Färbung zu erkennen. Körner und Krystalle von 1—3 Mm. Durchmesser, zuweilen reichlich zu 5—10 Stück auf die 20 □Mm. Fläche sind das gewöhnliche Verhältniss. Daneben erscheinen hin und wieder grössere, besser ausgebildete Krystalle nicht selten mit gerundeten Kanten und Ecken bis zu 5 Mm. Länge, sowie grössere körnige Partien, die schon den Uebergang bilden zu den anormalen augitischen Ausscheidungen, welche weiterhin besprochen werden sollen.

Der Feldspathbestandtheil tritt im frischen Bruch fast ganz in die Grundmasse zurück, und selbst auf angewitterten Flächen kommt er nur in sehr kleinen und sparsam verstreuten rundlichen oder eckigen mattweisslichen Durchschnitten zum Vorschein.

Ausserdem bemerkt man mit freiem Auge oder mit der Loupe am Gestein noch kleine drusige oder kornartige, weisse, krystallinische Calcitflecken, sowie bläulichgraue und rothgefärbte Partien, welche im Wesentlichen aus mit Eisenoxyd imprägnirtem kohlensauren Kalk bestehen. Magnetit ist nicht besonders häufig erkennbar.

Anormale Ausscheidungen: Wie durch die reichlichere Vertretung der normalen Hornblende-Einsprenglinge, erinnert der grüne Augit-Ortlerit auch durch die abnormen Mineralausscheidungen an die später zu behandelnde Gruppe der grauen andesitartigen Gesteine (Suldenite). Es kommen hier ganz ähnliche Ausscheidungsformen vor, wie dort. Am häufigsten werden dieselben durch Hornblende allein oder in Combination mit Feldspath gebildet. Nächstdem ist Augit und Calcit von einiger Bedeutung.

Folgende Modificationen liegen in Probestücken vor:

1. Einzelkrystalle von Hornblende und Verwachsungen von mehreren grossen Hornblendekrystallen. Taf. VI, Fig. 1 enthält mehrere derartige, ganz unregelmässig begrenzte Formen von 14 bis 20 Mm. Längsdurchmesser. Die Hornblenden haben meist Einschlüsse von Grundmasse, Feldspath, Magnetit u. s. w.

2. Filzartige, wesentlich aus kleineren Hornblendeprismen bestehende Aggregate, sehr verschieden ausgebildet in Bezug auf Begrenzung, Grösse der Krystallausscheidungen und Ausfüllung der kleinen Zwischenräume durch Nebengemengtheile. Ausscheidungen von kugeliger, regelmässig ovaler oder unregelmässig knollenartiger Form (Taf. VI, Fig. 6) sind bedeutend häufiger als solche mit scharfwinkelig gebrochenen Begrenzungslinien (Taf. VI, Fig. 4). Dabei wiederum ist es häufiger der Fall, dass die Umgrenzung unbestimmt und durch Eindringen von Zacken und Verästelungen der umhüllenden Gesteinsmasse unregelmässig aus- und einspringend erscheint (Taf. V, Fig. 5), als dass die Ausscheidung durch scharfe geradlinige Abgrenzung vom Gesteinsmagma (Taf. VI, Fig. 4) das Ansehen eines Einschlusses annimmt.

Bezüglich der Grösse der die Ausscheidung bildenden Krystallindividuen ist zu bemerken, dass solche Ausscheidungen, welche vorwiegend aus Krystallen bestehen, welche grösser sind als die normal ausgeschiedenen Hornblendeprismen der Gesteinsmasse, häufiger sind, als solche, welche aus viel zarteren oder aus Krystallen von dergleichen Grösse zusammengesetzt sind, wie sie die normalen Einsprenglinge des Gesteins zeigen. Die kleinen, zwischen den mehr minder dicht verfilzten Hornblendekrystallen befindlichen Zwischenräume sind meist durch Reste von Grundmasse, etwas Feldspathsubstanz, Calcit und Magnetit ausgefüllt. Seltener erscheint ein feinkörnig schuppiges, olivengrünes Gemenge, welches sehr kalkreich ist und feine Augitkörnchen, Chloritschuppen und etwas Hornblende und Magnetit enthält, als Zwischenmittel. (Taf. V, Fig. 5.)

3. Unter den dioritischen Ausscheidungen sind solche mit reichlicher Vertretung des Feldspathgemengtheils hervorzuheben. Es sind theils fein- und kleinkörnige, theils gröbere Gemenge, welche sich scharf abgrenzen und auffallend von dem umschliessenden grünen Gestein abstechen.

Die Abbildungen Taf. IV, Fig. 2 und 2_1 geben den Charakter dieser Ausscheidungen sehr deutlich wieder. Die beiden Stücke gehörten zusammen und repräsentirten eine der grösseren Ausscheidungen von mehr als 100 Mm. Durchmesser. Die Schwierigkeit, eine solche Ausscheidung aus einem grösseren Block intact so herauszuschlagen, dass der ganze Umriss gewahrt bleibt, konnte dabei nicht überwunden werden. Hornblende wie Feldspath erscheinen hier seltener in einzelnen wohlumgrenzten, als vielmehr in verschiedenen polyedrischen Verwachsungen mit aus- und einspringenden Winkeln und zackigem Ineinandergreifen der Krystallbruchstücke.

Magnetit kommt in grösseren eckigen Partien als Ausfüllung von kleinen Zwischenräumen, sowie in den Hornblendeaggregaten selbst vor.

Der Feldspath ist stellenweise grünlich gefärbt durch feine chloritische oder epidotische Theilchen. Hier wäre auch noch eine kleine Ausscheidung von 15 Mm. Durchmesser zu erwähnen, welche nach der einen Seite ziemlich deutlich die Begrenzung eines sechsseitigen Hornblendequerschnittes zeigt.

4. Dunkle, graulich olivengrüne, augitische Ausscheidungen mit eingestreuten rundlichen Calcitkörnern zeigen die Abbildungen Taf. VI, Fig. 1*b* und Taf. V, Fig. 4*b*.

Im Wesentlichen bestehen diese Ausscheidungen aus einem sehr feinkörnigen mürben Gemenge von Calcit mit Augit und Körnchen, welche an Olivin und Picotit erinnern. Ueberdies ist Calcit in rundlichen kleinen Körnern ausgeschieden oder nebenbei auch in etwas grösseren unregelmässigen Mandeln. Bei Fig. 4*b* treten Calcitkörner und grössere Mandeln sowohl innerhalb des grünlichen Gemenges als im Umkreise desselben in der Gesteinsmasse selbst auf. Ueberdies zeigt sich hier an dem unteren Ende der Ausscheidung ein grösseres Aggregat von schwarzer Hornblende, welches zwar zum grösseren Theil in der feinkörnigen Ausscheidungsmasse auskrystallisirte, jedoch ein gutes Stück in die Gesteinsmasse hineinreicht und von derselben rings umgeben ist. Diese beiden Thatsachen sprechen deutlich genug dafür, dass man es trotz der im Uebrigen so scharfen Abgrenzung und abweichenden Mischung hier mit heterogenen Ausscheidungen und nicht mit fremdartigen Einschlüssen zu thun hat.

5. Kleine Ausscheidungen, welche fast ganz oder zum grösseren Theile aus krystallinischem Augit bestehen, kommen gleichfalls vor. Es liegt ein Stück vor, welches ein etwa 15 Mm. im Durchmesser haltendes, kantig begrenztes Krystallaggregat von der lichtgrünen Farbe und dem Glanz der kleinen, normal ausgeschiedenen Augitkrystalle zeigt und ein zweites, welches ein Gemenge von Krystallkörnern von frischem Augit und derben grauen bis röthlichen Kalkpartien darstellt.

6. Calcitausscheidungen. Abgesehen von den mehrfach, beispielsweise in dem bereits oben citirten Stück Taf. V, Fig. 4*d* auftretenden Calcitmandeln kommen noch einige andere Ausscheidungen vor, in welchen Calcit die Hauptrolle spielt. Eine dieser Modificationen zeigt mehrfach das grosse, Taf. VI, Fig. 1 abgebildete Stück, welches bereits wegen anderer zwei Ausscheidungsformen citirt wurde. Die weissen kleinen, eckig aus- und einspringend begrenzten weissen Flecken (*c*), von welchen der eine in Vergrösserung wiedergegeben ist,

bestehen im Wesentlichen aus frischem krystallinischen Calcit und lichtgelblichgrünem Epidot. Dabei ragen hin und wieder aus der Gesteinsmasse schwarze kleine Hornblenden in diese Ausscheidungsmasse hinein oder liegen darin eingebettet. Ueberdies erscheint auch etwas feiner Magnetitstaub in dem weissen, wie in dem grünen Gemengtheil.

Eine ganz besondere Art von Kalkausscheidung bildet eine licht bis dunkel ziegelroth gestreift oder durchwölkt erscheinende, meist dichte, seltener krystallinische Substanz, welche im Wesentlichen aus kohlensaurem Kalk und mechanisch vertheiltem Eisenoxyd besteht.

Bei Behandlung mit Salzsäure scheidet sich das wahrscheinlich an etwas Thonerde und Kieselsäure gebundene rothe Eisenoxyd, während der Kalk sich unter starkem Brausen löst, in feinen Flöckchen ab und bildet einen Niederschlag, der jedoch beim Kochen in Salzsäure vollständig verschwindet. Dieses Gemenge erscheint nun theils in kleinen, regelmässig begrenzten Körnern, theils in mandelartigen Ausfüllungen, theils in grösseren Partien, und zeigt verschiedene Einschlüsse und zuweilen auch eine Untermengung mit dunkler grünlicher, schwarze Hornblendetheilchen enthaltender Gesteinsmasse. (Vgl. Taf. V, Fig. 1_1.) Sehr bemerkenswerth ist auch das Auftreten dieses Kalkeisengemenges in krystallartiger Umgrenzung (Taf. VI, Fig. 2*c*).

Die beiden, in etwa vierfacher Vergrösserung wiedergegebenen Figuren stammen aus dem grünen augitreichen Gestein mit der grossen dioritischen Ausscheidung (Taf. VI, Fig. 2), und sind wohl jedenfalls pseudomorphe Bildungen wahrscheinlich nach Augit. Bei Fig. 9 sieht man grünliche, einer Spaltungsrichtung entsprechende Streifen.

E i n s c h l ü s s e. Es liegen zwei Stücke vor, welche Quarztrümmer eingeschlossen enthalten. Das bemerkenswertheste ist das in der Abbildung Taf. II, Fig. 6 wiedergegebene Muster.

Das grosse etwa 125 Mm. lange Quarzstück (*b*) hat seinerseits eine grosse und mehrere kleine Partieen eines eigenthümlichen, wahrscheinlich etwas metamorphosirten Kalkes eingeschlossen. Es ist jedenfalls ein von der Grenze einer Quarzphyllitschicht gegen eine Kalkeinlagerung stammendes Bruchstück. Der Quarzit ist weiss, zum Theil grau, gelblich und bräunlich gefärbt und stellenweise deutlicher krystallinisch körnig. Der im Quarz eingeschlossene Kalk ist dunkelblaugrau, krystallinisch blättrig, stellenweise lebhaft glänzend, so dass man fast an eine Blende erinnert wird. Einige direct in das Gesteinsmagma eingebettete Kalkstückchen scheinen zum grösseren Theil wie eingeschmolzen, denn es ist keine Abgrenzung zwischen der grünlichen Hülle und dem graublauen Kern des kleinen Bruchstückes wahrzunehmen. Das Quarzitstück ist mehrfach geborsten und die dabei entstandenen dünnen Spalten sind mit derselben grünen Gesteinsmasse erfüllt, welche die Umhüllung oder das Grenzgestein bildet.

Ausserdem liegt noch ein kleines Probestück vor, welches einerseits eine dioritische Ausscheidung, andererseits ein kleines, eckiges Bruchstück von Quarz mit einer dünnen Spaltenausfüllung zeigt.

M i k r o s k o p i s c h e U n t e r s u c h u n g. Die Dünnschliffe zeigen ein meist nur mässiges, selten starkes Vorwiegen der G r u n d m a s s e. Dieselbe ist im Wesentlichen ein Gemenge von mikrokrystallinischen und kryptokrystallinisch ausgebildeten Partieen und reich durchstäubt

oder durchwölkt von lichtgrünem Chlorit, welcher beim Kochen in Salzsäure gänzlich verschwindet. Die feine, schwarze Punktirung durch Magnetit ist nur in einzelnen Fällen ziemlich gleichförmig und dicht, gewöhnlich ist Magnetit nur lose verstreut. Dagegen sind dunkelgraue Partikeln und Putzen oft recht reichlich. Beim Kochen in Salzsäure schwindet der grösste Theil der feinen Magnetitpunkte, von grösseren Körnchen bleibt oft ein blutrother Rückstand; ein kleinerer Theil der schwarzen Punkte (Titaneisen und Pyrit) bleibt unverändert.

Die Hornblende erscheint mehrfach in grösseren wohlausgebildeten sechsseitigen Querschnitten und prismatischen Längsschnitten; kleine, unregelmässig rundliche und kantige Querschnitte und unvollkommen abgegrenzte Längsschnitte sind jedoch überwiegend. Ein graues oder bräunliches dunkleres Bouteillengrün ist die gewöhnliche Farbe. Zonaler Aufbau, Zwillingsbildungen und lamellare Einschaltungen sowie Einschlüsse kommen seltener, aber in ähnlicher Weise vor wie bei den typischen Ortleriten, Zersetzungsproducte finden sich dagegen häufiger vor. Der lichtgrüne Augit ist durch dieselben Eigenschaften ausgezeichnet, welche bereits bei dem Ortlerittypus angeführt wurden. Er ist aber viel reichlicher und regelmässiger vertheilt und weit häufiger in scharf begrenzten, achtseitigen Durchschnitten ausgebildet. Auch Zwillinge sind mehrfach zu beobachten. In den breiteren Rissen, welche manche Augite durchziehen, sowie in der Umrandung ist ausser der gewöhnlichen grünen chloritischen Ausfüllung zum Theil noch ziemlich viel stark dichroitische Hornblende vorhanden.

Die Calcitkörner und Mandeln zeigen nicht selten eine stellenweise Ausfüllung mit hellgrüner, schwach dichroitischer Chloritsubstanz und eine mehr minder vollständige Umrandung mit kleinen Quarzkrystallen. Ueberdies kommen darin Verwachsungen von Feldspath mit Calcit vor. Die lamellare Zusammensetzung und farbige Parallelstreifung war in einem Falle bogenförmig.

Die chemische Zusammensetzung der augitreichen Nebenform des Ortlerites ist insofern bemerkenswerth, als sie bei zwei äusserlich nur im Farbenton ein wenig differirenden Proben so weit abweicht, dass das eine Gestein sich wie ein etwas an Kieselsäure reicherer Ortlerit, das andere wie ein an Kieselsäuregehalt etwas unter die gewöhnliche Grenze gesunkener Suldenit verhält. Dazu kommt, dass die dioritischen Ausscheidungen der Stücke, von denen die Proben zur Analyse entnommen wurden, bezüglich des Kieselsäuregehaltes sich in umgekehrter Weise verhalten. Die feldspathreichere und hornblendeärmere, grobkörnige Ausscheidung des saureren Muttergesteins ist an Kieselsäure ärmer, aber dafür an Kalk reicher, als die hornblendereiche Ausscheidung des basischeren Augit-Ortlerits.

	Nr. 3. Grünlich-blaugrauer Augit-Ortlerit.		Nr. 4. Grüner Augit-Ortlerit.	
	a) Gestein	*b*) Dioritische hornblendereiche Ausscheidung	*a*) Gestein	*b*) Grobkörn. dioritische, feldspathreiche Ausscheidg.
Kieselsäure	49·90	41·25	52·85	38·90
Thonerde	19·70	19·95	13·70	24·62
Eisenoxyd	6·32	5·22	6·91	4·26
Eisenoxydul	7·43	10·93	7·32	9·08
Kalk	10·30	9·75	7·00	12·91
Magnesia	3·63	4·13	2·88	3·49
Kali	1·34	2·54	2·74	2·87
Natron	1·84	3·79	4·23	3·06
Glühverlust	1·32	2·23	1·98	1·72
Summe	101·76	99·79	99·61	100·91
Dichte	2·7932	2·8793	2·7964	2·8762

Abgesehen von diesen Pauschalanalysen zweier Varietäten des augitreicheren grünsteinartigen Porphyrites, nebst dazugehörigen zwei Ausscheidungen, wurde auch der eingesprengte Augit selbst sowie die feinkörnige mürbe augitische Ausscheidung und endlich auch der eigenthümliche in dem grossen Quarzeinschluss Taf. IV, Fig. 6 befindliche blaugraue Calcit einer chemischen Untersuchung unterzogen. Wir stellen neben die Analyse des Augites unseres Gesteins zum Vergleich die zwei nächststehenden der bei Rammelsberg pag. 388 publicirten Augitanalysen.

	Grüner Augit (Diopsid) aus dem grünen Porphyrit des Suldenferners.	Grüner, eisenreicher Diopsid (Kokkolith) von Björmyresweden-Dalarne (8) nach H. Rose.	— Tunaberg (9) nach Erdmann.
Kieselerde	55·08	54·55	53·56
Eisenoxydul	10·23	8·14	9·74
Thonerde		0·14	0·76
Kalk	19·30	20·21	20·42
Magnesia	14·72	15·25	13·59
Manganoxydul	—	0·73	1·90
Glühverlust	—	—	0·27
Summe	99·33	99·92	100·18

Die nahe Uebereinstimmung mit grünen, eisenreichen Diopsidabänderungen, zu denen der Kokkolith gehört, ist hinreichend ersichtlich. Das Auftreten von scharfkantiger begrenzten Krystallen neben den körnigen Aggregaten und den Krystallindividuen mit gerundeten Kanten und Ecken kann den Vergleich mit Kokkolith nicht beeinträchtigen.

Das von der Seite 49 citirten augitischen Ausscheidung entnommene Material ergab, wie folgt, eine Zusammensetzung, aus der sich immerhin ein ziemlich ansehnliches Percent von dem normalen Augitbestandtheil des Gesteins entsprechenden Augitkörnchen herausrechnen liesse, wenn man den Percentsatz der anderen Beimengungen, wie Calcit, Magnetit und Chlorit, kennen würde.

	Kalkreiche augitische Ausscheidung im grünen Augit-Ortlerit	Grauer Calciteinschluss des mit grünem Augit-Ortlerit im Contact befindlichen Quarzit-Bruchstückes
Kieselerde	41·70	6·90
Thonerde	14·20	1·92
Eisenoxydul	13·41	3·80
Magnesia	4·79	1·48
Kohlensaurer Kalk	26·30	Aus der Differenz 85·90
Summe	100·40	100

Das glänzende, blaulichgraue, blättrige Mineral, welches der grosse Quarzeinschluss enthält, ist im Wesentlichen etwas Kieselsäure und Eisenoxydul enthaltender kohlensaurer Kalk mit ganz unbedeutenden Mengen von Thonerde und Magnesia. In beiden Mineralgemengen scheint ausser dem Kalk auch ein Theil des Eisenoxyduls und der Magnesia an Kohlensäure gebunden zu sein.

4. **Ortlerit mit Feldspath-Einsprenglingen.** Unter den Gesteinen, welche sich zwar bezüglich der Farbe, dem relativen Quantitätsverhältniss und der mineralogischen Zusammensetzung der Grundmasse noch an die grünsteinartigen Porphyrite anschliessen, in Hinsicht auf das Erscheinen von Feldspatheinsprenglingen neben der bald sparsam, bald reichlicher vertheilten Hornblende, jedoch schon in die Augen fallende Uebergänge zu dem grauen andesitischen Porphyrittypus vermitteln, sind zwei Ausbildungsformen hervorzuheben — eine lichtgrüne mit sparsamer Vertheilung grösserer Hornblendekrystalle und eine dungelgrünlichgraue mit reichlicherer Vertheilung kleinerer Hornblendekrystalle.

a) Lichtgrüner Feldspath-Ortlerit: Kieselsäuregehalt 53—54%. Fundorte: Plimabach-Hutweidenthal ober der Zufallhütte, Val di Venezia, Rechter Moränenwall des Suldenferners. Mittelglied zwischen Augit-Ortlerit und Suldenit.

Makroskopische Beschaffenheit: Dieses schöne Gestein fällt auf durch eine lichter graulich bis blaulichgrüne Färbung der reichlich überwiegenden Grundmasse und durch das scharfe Hervortreten der eingestreuten Einsprenglinge. Besonders lebhaft tritt die schwarze, glänzende Hornblende hervor, denn sie erscheint zwar wenig dicht, eher sparsam verstreut, aber in grösseren Krystallen und mit Vorliebe in Gruppen von 3 bis 5 sich kreuzenden Prismen. Durchschnitte von 4—7 Mm. Länge bei 1—2 Mm. Dicke sind am häufigsten, grössere und kleinere im Ganzen seltener. Dazwischen sind weissliche Feldspathkörner eingestreut, welche in unregelmässigen, seltener in vierseitig aber scharf begrenzten kleinen Flecken hervortreten. Dieselben halten sich gewöhnlich zwischen 0·5 bis 2 Mm. Durchmesser, steigen nur vereinzelt bis über 3 Mm. und vertheilen sich etwa derartig, dass im Durchschnitt 6—8, nur an einzelnen Stellen auch 15—20 Körnerdurchschnitte auf den Raum einer 20 Quadr.-Mm. Fläche erscheinen.

Accessorisch kommen sparsam Augitkörner, Calcit, Magnetit und Pyrit vor, jedoch in wenig augenfälliger Form.

Das Gestein von Val Mare ist etwas dunkler grün und zeigt eine weniger auffällige Feldspathausscheidung. Das Gestein vom Suldenferner ist reicher an schönen grossen Hornblendedurchschnitten von 6—9 Mm. Länge bei 2—3 Mm. Dicke. Die Feldspathausscheidung ist, ähnlich wie bei dem Gestein im Plimabach, vielleicht etwas frischer. Die accessorischen Bestandtheile, besonders Augit, treten besser in's Auge.

Ausscheidungen von anormaler Grösse oder Zusammensetzung scheinen nicht häufig zu sein. In den Stücken vom Suldenferner kommen Calcitmandeln und Drusenbildungen vor.

Einschlüsse von eckigen Quarzbrocken, sowie eines an kleinen, honiggelben Granatkörnern reichen grünen Mineralgemenges gehören gleichfalls diesem letztgenannten Vorkommen an.

Es ist trotz der scharfen eckigen Begrenzung dieses Einschlusses dabei die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass man es mit einer heterogenen Ausscheidung zu thun habe. Eine gewisse Aehnlichkeit mit einer grünen augitischen Ausscheidung mit Vesuvian, welche bei den Suldeniten beschrieben ist, ist nicht zu verkennen.

Mikroskopische Untersuchung: Die grünliche Grundmasse ist von der der typischen Ortlerite durch die lichtere Vertheilung des feinen Magnetitstaubes und die stärkere Entwicklung mikrokrystallinischer Partieen bei Zurücktreten halbentglaster mikrofelsitischer Stellen verschieden. Reichlich sind besonders grüne Putzen und Faserchen von mehr minder stark chloritischer Hornblende vertheilt. Die mikrolithischen Feldspathleisten sind mitunter schon zu grösseren deutlich umgrenzten Krystallen entwickelt, welche Plagioklasstreifung zeigen.

Unter den kleinen Hornblendenadeln der Grundmasse wurden Zwillinge beobachtet.

Die ausgeschiedenen Hornblendekrystalle von graulichgrüner Farbe erscheinen häufig als Zwillingsbildungen, sowie in regellosen Verwachsungen und führen Einschlüsse von Feldspath und Grundmasse. Augit zeigt im polarisirten Lichte gleichfalls hin und wieder in besonders schönen grösseren Krystallkörnern deutliche Zwillingsbildung.

Die Feldspäthe sind meist milchigweiss oder körnig grau getrübt, jedoch treten vereinzelt auch Plagioklase mit lebhaften Farbenstreifen auf.

Calcitkörner und Mandeln sind nicht häufig und treten mit grünen Umwandlungsproducten von Hornblende und Augit, aber auch mit frischem Augit in unmittelbarer Verbindung auf. Kleinere und grössere Körneraggregate von Magnetit und Pyrit und sporadisch erscheinende Gruppen von kleinen Quarzdurchschnitten ergänzen das vom Dünnschliff gebotene Bild.

b) Dunkelgraulichgrüner Feldspathortlerit vom Hinteren Grate, Confinale, Suldenferner und Madritschthale. Uebergangsgesteine zwischen Ortlerit und den dunklen Porphyriten einerseits und den Suldeniten andererseits.

Makroskopische Ausbildung: Das Ansehen der Grundmasse stimmt näher mit der des Ortlerites, dagegen ist das Verhältniss derselben zu den Einsprenglingen schon nahezu wie beim Suldenit. Immerhin aber tritt die Grundmasse noch stark hervor. Die Horn-

blendeausscheidung ist frisch und reichlicher wie bei dem typischen Ortlerit und besonders bei dem Gestein von Madritsch und Mt. Confinale, auch feiner spreuartig. Die Feldspathausscheidung ist kleinkörnig und tritt etwas schärfer hervor, ähnlich wie bei den blaulichgrauen Porphyriten und manchen Suldeniten.

Unter den Gesteinen des Hinteren Grates scheinen wirkliche Uebergänge zwischen Ortleriten und Suldeniten vorzukommen in der Weise, dass die Feldspathausscheidung und die Ausbildung grösserer Hornblendeprismen neben der kleineren Spreu zunimmt und nur der Typus der Grundmasse sich wenig verändert. Ein dem Ortlerittypus näher stehendes Uebergangsgestein kommt am Mt. Confinale vor, während man im Madritschthal und auf dem Suldenferner verschiedene dem Suldenit schon sehr nahe stehende Uebergangsgesteine sammeln kann.

Ausscheidungen liegen aus dieser Gruppe nicht vor. Von Einschlüssen wurden nur in dem Gestein von Madritsch kleine Quarzbrocken beobachtet. Ein Stück desselben zeigt überdies den unmittelbaren Contact mit Phyllit. Eine glimmrighäutige Phyllitflaser ist an das Eruptivgestein förmlich angeschweisst, ohne eine bemerkenswerthe Veränderung erlitten zu haben.

Die mikroskopische Untersuchung des Confinale-Gesteins zeigt die grosse Uebereinstimmung der Grundmasse mit derjenigen der typischen Ortlerite, besonders die gleichförmig dichte Durchstäubung mit Magnetit und viel lichtgrünen chloritisirten Partikeln. Die Feldspäthe sind meist körnig getrübt, zeigen daher nur brockenweise oder körnig unterbrochene Polarisationsfarben und sehen überwiegend wie Orthoklase aus. Die Hornblende ist zum Theil noch frisch, stark dichroitisch zwischen dunkelgraulichgrün und lichtgelblichgrün, zum Theil schwach chloritisirt, seltener in verschiedene Umwandlungsproducte zerfallen. Schön parallelstreifige Calcitkörner und grössere schwarze Magnetit- und Pyritkörner sind nicht selten. Augit scheint zu fehlen.

Chemische Zusammensetzung: Die beiden den Hauptfundpunkten entnommenen Muster der Abänderung *a*) zeigen eine ziemlich nahe chemische Zusammensetzung und nähern sich schon sehr der Zusammensetzung der an Kieselsäure ärmeren Suldenite.

Lichtgrüner Ortlerit

	Nr. 5. Rechter Moränenwall des Suldenferners.	Nr. 6. Plimabach-Hutweidenthal.
Kieselsäure	53·40	53·73
Thonerde	21·55	18·22
Eisenoxyd	4·47	5·83
Eisenoxydul	6·06	6·32
Kalk	6·61	7·00
Magnesia	2·19	1·62
Kali	1·39	2·83
Natron	3·23	2·76
Glühverlust	1·42	1·68
Summe	100·32	99·99
Dichte	2·8232	2·7654

Der Freundlichkeit des Herrn Oberbergrathes Gümbel verdanken wir die Zusendung der folgenden zwei Analysen und der denselben entsprechenden Gesteinsproben. Die von Gümbel bei St. Gertrud in Sulden gesammelten Gesteine entsprechen dem petrographischen Habitus nach theils dem typischen Ortlerit, theils einer Calcitkörner enthaltenden Abänderung desselben. Ebenso stimmt das als „Nadeldiorit" bezeichnete Gestein aus der Hercynischen Gneissformation des baierisch-böhmischen Grenzgebirges (Rohrbach bei Regen) äusserlich sehr auffallend mit unserem Ortlerit überein. Auch bezüglich der chemischen Zusammensetzung gehören die genannten Gesteine nach den von Herrn Dr. Oebbeke für Hrn. Gümbel ausgeführten Analysen unter unsere Gruppe der alten grünsteinartigen Porphyrite mit Nadeldiorit-Habitus. Eine kleine Abweichung liegt nur einerseits in dem etwas höheren Natrongehalte und andererseits in dem abweichenden quantitativen Verhältnisse von Eisenoxyd und Oxydul, welches Dr. Oebbeke's Analysen gegen fast alle oben aufgeführten zeigen. Der höchste Natrongehalt unseres typischen Ortlerits ist 3.59, des Augit-Ortlerits 4.23. Ueberdies zeigen mit Ausnahme von Nr. 2 alle unsere Proben ein Ueberwiegen von Eisenoxydul gegen das Oxyd. Zieht man den Kieselsäuregehalt und die übrigen Bestandtheile in Betracht, so ist die Analogie der Zusammensetzung des von Gümbel bei St. Gertrud gesammelten Gesteines mit den Ortleriten von Nr. 1 und Nr. 2 ersichtlich. Dagegen schliesst sich Gümbel's „Nadeldiorit" von Rohrbach zunächst dem Gestein aus dem Hutweidenthal (Analyse Nr. 6) an.

	Ortlerit von St. Gertrud in Sulden.	in HCl nach Abzug v. 1·82 $CaCO_3$ 29·28%	Rest 68·37%	„Nadeldiorit" von Rohrbach bei Regen	in HCl nach Abzug v. 2·91 $CaCO_3$ 26·02%	Rest 71·07%
	Pauschal	löslich	unlöslich	Pauschal	löslich	unlöslich
Kieselsäure	50·18	33·19	58·90	54·90	45·48	60·28
Thonerde	17.46	16·67	18·80	17·68	21·89	16·85
Eisenoxyd	7·16	21·01	1·29	6·33	12·13	4·46
Eisenoxydul	3·11	5·51	2·13	3·16	4·67	2·73
Mangan	0·28	0·58	0·16	—	—	—
Kalk	5·50	4·32	3·56	6·16	3·57	5·06
Magnesia	5·28	10·21	3·28	2·98	7·19	1·56
Kali	2·98	0·71	4·04	1·82	0·63	2·32
Natron	5·38	1·25	7·32	4·52	1·83	5·66
Glühverlust H_2O	2·68	7·09	0·82	1·39	1·79	1·30
Glühverlust CO_2	0·80	—	—	1·28	—	—
Summe	100·81	100·54	100·30	99·98	99·18	100·22

Das Gestein von Rohrbach ist jedenfalls gleich unserem Ortlerit in die Porphyrreihe zu stellen, und zwar in diejenige Abtheilung derselben, welche den nadelförmig strukturirten echten Dioriten entspricht. Wir selbst gebrauchen den für eine grosse Reihe von Dioriten sehr bezeichnenden Namen „Nadeldiorit" im engeren Sinne immer nur für Plagioklas - Hornblende - Gemenge, welche durch die Ausbildung von Feldspath und Quarz im Wesentlichen körnig sind, während die Hornblende nadelförmig (in mehr weniger dünnen langen Prismen) lose

oder dicht spreuartig vertheilt erscheint. Das Alter des Rohrbacher Gesteins ist wohl höher als das unserer Ortlerite. Obwohl dieselben unter den drei Abtheilungen der Cevedale-Porphyrite die relativ ältesten sind, ist eine directe Einlagerung derartiger Gesteine in dem unter den Quarzphylliten und Thonglimmerschiefer liegenden Complex der zum Theil sericitischen Knotengneisse bisher nicht beobachtet worden. Der Möglichkeit eines Erscheinens derartiger Gesteine in diesem tieferen Complex der alpinen Schichtenreihe ist jedoch nicht ausgeschlossen.

B. Blaugraue propylitische Porphyrite.

Kieselsäuregehalt: 52—57% Grundmasse — wenig oder nur scheinbar überwiegend, nicht selten gegen die makroskopischen Gemengtheile zurücktretend, bläulichschwarzgrün bis dunkelblaugrau mit fleckenweisem Stich in's Grüne, seltener grünlichgrau, dicht oder lose und weniger gleichmässig körnig von Magnetit durchstäubt; im Dünnschliff erscheint gelblichgraue Mikrofelsitbasis neben dem krypto-mikrokrystallinischen, meist an grünen Chloritflasern reichen Hauptgemenge und häufig auch unvollkommen globulitische Absonderung.

Wesentliche makroskopische Krystallausscheidungen im frischen Zustande äusserlich meist nur undeutlich und verschwommen von der Grundmasse sich abhebend, besonders bei den ganz dunklen Gesteinen. Plagioklas und Orthoklas gewöhnlich reichlich, weisslich, ziemlich frisch, aber selten mit spiegelnden Flächen, gewöhnlich zu zonaler Ausbildung geneigt, ist charakteristischer Gemengtheil. Daneben stets Hornblende in wohlbegrenzten, oft grösseren Prismendurchschnitten, aber selten frisch, meist in noch schwach dichroitische, lebhaft grüne Chloritsubstanz mit viel Magnetit und andere secundäre Producte, besonders Calcit und Epidot, ganz oder stückweise umwandelt. Accessorisch die Stelle eines charakteristischen Nebengemengtheiles einnehmend, erscheint dunkler Biotit, ganz untergeordnet Augit, Granat, Calcit.

Die in diese Gruppe gehörenden Gesteine zeigen Uebergänge in der Richtung der Ortlerite sowie in der Richtung der Suldenite und zeigen im ganzen Habitus eine nahe Analogie mit gewissen Gesteinen der ungarisch-siebenbürgischen Prophylitreihe. Es ist vorderhand nicht leicht möglich, dieselben anders zu gruppiren als nach einzelnen Merkmalen der Textur und der mineralogischen Beimengung mit Bezeichnung des Fundortes.

1. Blaulichschwarzgrüner grünsteinartiger Porphyrit von der linken Seite des Suldenferners.

Art des Vorkommens: In Blöcken.

Makroskopische Beschaffenheit: Die sehr dunkle Grundmasse ist scheinbar ganz überwiegend, ja man könnte bei oberflächlicher Betrachtung geneigt sein, das Gestein für einen homogenen, dichten Grünstein mit einzelnen Kalkspathflecken zu halten. Bei schärferer Prüfung sieht man jedoch, dass die blauschwarze, dichte Gesteinsmasse von ziemlich zahlreichen, mattgrünen Flecken, Strichen

und Streifen durchwebt ist, aus denen schwarze, glasige Partieen hervorglänzen. Es sind dies die Durchschnitte von schmalen, zum Theil sehr langen, seltener auch von zugleich dicken Hornblendekrystallen, welche zum grösseren Theil in eine grüne chloritische Masse verwandelt sind, aber die deutliche Spaltbarkeit durch Längsstreifung und Vertheilung frisch gebliebener Hornblendepartikeln der Blätterdurchgänge zeigen. Ausserdem fallen nur neben den vereinzelten weissen eckigen oder lamellar gestreckten Calcitausfüllungen kleine derbe Körner, Körnergruppen oder grössere, verschieden geformte und verschieden scharf von der Gesteinsmasse abgesonderte Flecken einer rothen, zum Theil weisse und grünliche Partikeln einschliessenden kalkreichen Substanz auf.

Dieses Gestein enthält auch einzelne Einschlüsse von kleinen Quarzbrocken, in deren Spalten Gesteinsmasse eingedrungen ist.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt eine mit derjenigen der Ortlerite ziemlich nahe übereinstimmende Grundmasse. Ein lichtes, dichtes Filzgewebe von langfasrigen und deutlicher leistenförmigen Feldspathkryställchen ist durchwirkt von kleinen, aber ziemlich dicht gruppirten Partieen eines graulichen, etwas feinkörnig getrübten Bestandtheils, welcher sich fast wie Glas verhält und theils als mikrofelsitische Basis, theils als Mischung halbentglaster und kryptokrystallinischer Substanz betrachtet werden kann. Das Ganze ist reichlich und gleichförmig dicht mit Magnetitkörnchen durchstäubt. Hornblendepartikeln oder deren Zersetzungsproducte sind sparsam. In der Umgebung der grösseren Krystalle deuten die Feldspathleistchen zuweilen Anlage zur Fluidalstructur an.

Der Feldspathbestandtheil ist hier fast untergeordnet wie bei den Ortleriten. Frischere Krystalle sind selten. Bei Einzelkrystallen wie bei polyedrisch umgrenzten Verwachsungen ist eine feinkörnige Trübung, zuweilen verbunden mit feiner, grünlicher Beimischung, bei lichter Umrandung die Regel. Die Polarisationserscheinung gibt sich daher nur in der Form eines körnig differenzirten polychromatischen Schillers oder in hie und da aufleuchtenden, zusammenhanglosen, unregelmässig gezackten und verzweigten Partikeln zu erkennen. Hin und wieder ist Zonalstructur, Plagioklasstreifung und Zwillingsbildung (Karlsbader Ges.) sichtbar.

Hornblende ist reichlich ausgeschieden und stark umwandelt. Viele der langgestreckten prismatischen Längsschnitte mit normal begrenzten wie mit ausgezackten Enden, sowie der regulären sechsseitigen Querschnitte und endlich auch viele der ganz unregelmässig begrenzten Partieen von Hornblende sind zusammengesetzt aus frischeren, noch deutlich dichroitischen, bräunlichgrünen Partikeln und allen möglichen grünen bis weissen Nuancen der Zersetzung und verschiedenen dunkelgrauen und schwarzen, dichten Anhäufungen, feinvertheilten Stäubchen und dendritischen Verzweigungen von Magnetit.

Diese lichtgrünen, weiss gestreiften, gewölkten und gefleckten Hornblendeschnitte mit den oft noch in einer gewissen Gleichförmigkeit vertheilten, dunkler olivengrünen, frischen Hornblendepartikeln oder tiefschwarzen, zackigen Magnetit-Häufchen und Putzen machen einen ganz charakteristischen Eindruck. Nicht selten kommt dazu noch

eine stellenweise oder vollständige feine Durchstäubung, oder feinste dendritische Durchwachsung der lichtgrünen chloritischen Substanz mit feinstem Magnetitstaub.

Es würde jedenfalls zu weit führen, hier alle die verschiedenen Combinationen zu untersuchen, welche durch die ursprünglichen Einschlüsse in Verbindungen mit den Zersetzungsproducten, unter denen auch Calcit und Quarz eine Rolle spielen, zu Wege gebracht werden.

Erwähnenswerth ist jedenfalls noch, wie sich die rothen kalkigen Ausscheidungen, welche diesem Gestein, wie dem Augit-Ortlerit und dem nächstfolgenden Uebergangsgestein eigenthümlich sind, unter dem Mikroskop im Dünnschliff darstellen. Ein besonders charakteristisch ausgebildetes derartiges Korn zeigt einen scharf gegen die Gesteinsmasse abgegrenzten, unregelmässig polygonalen Umriss und eine unregelmässige, man möchte sagen rauchwackenartige Zellenstructur. Die Umrandung und die davon ausgehenden Haupt- und Nebenlamellen, welche sich verschieden kreuzen und schaaren und die Wandungen von der Grösse nach sehr verschieden eckig geformten Zellräumen bilden, sind grau und verhalten sich mit sammt den etwas lichter grauen, feinkörnig getrübten inneren Partieen bezüglich der Absorption wie Calcit. Gewöhnlich sind besonders die randlichen Partieen derartig grau getrübt, dass die überwiegend mit undurchsichtig flockiger, rothbrauner Substanz (Ferrit) oder lichtweisser Masse erfüllten inneren Zellenräume wie ein Kern davon abstechen. Zuweilen ist ein Zellenraum ganz mit der Ferritsubstanz erfüllt, zuweilen liegt der rothe Fleck in lichtweisser Umrandung, zuweilen endlich sind graugetrübte und rothe Stellen in demselben Zellenraum untereinander gemengt.

Von Bedeutung ist, dass im polarisirten Lichte sich die lichten Partieen der Zellräume wie ein feinkörniges Gemenge von Feldspath und Quarz, zum Theil untermengt mit nicht krystallinischem Calcit, verhalten. Sporadisch kommen auch schwarze Magnetitkörnchen vor.

Ausser in dieser Form kommt Calcit auch als Zersetzungsproduct in den Ausscheidungen sowohl wie in der Grundmasse vor. Quarzkörnchen sind sporadisch gleichfalls sowohl in der Grundmasse verstreut, als unter den Zersetzungsproducten der Hornblende. Augit scheint zu fehlen.

Von Einschlüssen liegt aus diesem Gestein im Dünnschliff ein von allen Seiten vom Gesteinsmagma umgebener Durchschnitt eines Quarzbrockens von 16 Mm. Länge und 5 Mm. Breite vor, in dessen Rissen graue Gesteinsmasse, grüne chloritische, noch dichroitische Substanz und schwarzer Magnetit, zum Theil in langen, dem feinen Spalt folgenden Leisten und mit grüner Umrandung eingeschlossen liegen. Der Quarz des Einschlusses ist körnig structurirt und zeigt im polarisirten Licht ein schönes buntes Mosaik von vielfach deutlich sechsseitigen Durchschnitten.

2. Dunkelblaugrauer, körniger, hornblendereicher Porphyrit vom rechten Moränenwall des Suldenferners. Mittelform zwischen dem vorbeschriebenen und dem Augit-Ortlerit.

Makroskopische Beschaffenheit: Das sehr dunkle Gestein zeigt eine Neigung zu körnigem Bruch durch den grösseren Reichthum

an kurzen Hornblendekrystallen und unvollkommen ausgebildeten Feldspathkörnern, welche aber nur sehr schwach aus der Grundmasse sich abheben. Ein Theil der Hornblendeausscheidung ist grünlich chloritisirt und tritt gleichfalls in den dunklen Farbenton zurück, ein anderer Theil ist noch ziemlich frisch und erscheint schwarz mit schwachem Glasglanz. Einzelne grössere Krystalle sind aus frischen glänzenden und matten grünlichen Lamellen zusammengesetzt. Magnetitkryställchen sieht man seltener als lebhaft metallisch glänzenden, messinggelben Pyrit eingesprengt. Calcit als krystallinische Ausfüllung kleiner Hohlräume sowie kleinere Körner und grössere derbe Partieen der kalkreichen, durch Eisenoxydpartikeln lebhaft roth gefärbten Substanz sind ebenso charakteristisch für diese Abänderung, wie für die genannten zunächst stehenden Gesteinsabänderungen. Augitkörner sind makroskopisch nicht wahrnehmbar, dagegen zeigt das Gestein eine grosse, wesentlich augitische Ausscheidung von hohem Interesse.

Diese augitische Ausscheidung (Taf. V, Fig. 1 *b*) ist von schmutzig-olivengrüner Farbe und sticht in eckig scharfliniger Begrenzung von der dunkleren Grundmasse ab. Dieselbe erscheint in langgezogen oblonger Form von 75 Mm. Länge bei 25 Mm. Breite und besteht im Wesentlichen aus einem körnig schuppigen Aggregat von gelblichgrünen, glasig glänzenden Kryställchen mit Kalkspath, welcher auch in Form von kleinen Drusen sich aggregirt.

Während die eine der langen Abgrenzungslinien zwischen dem Gestein und der Ausscheidung schwachwellig ohne Unterbrechung verläuft, ist die andere gegenüberliegende in merkwürdiger Weise durch grosse schwarze Hornblendekrystalle unterbrochen. In der diesem Rande benachbarten Hälfte der Ausscheidung sind nämlich auch Hornblenden ausgeschieden und von diesen ragen einzelne besonders grosse Prismen ziemlich weit in die umgebende Gesteinsmasse hinein.

Diese interessante Thatsache bietet eine weitere eclatante Bestätigung für die Ansicht, dass die mineralogische Differenzirung in dem heissflüssigen Magma von Hornblendegesteinen mit dem Krystallisationsprocess der Hornblende begann, wobei die vollkommener oder unvollkommener krystallinische Ausbildung ohne Zweifel mit dem verlangsamten oder beschleunigten Abkühlungs-, resp. Erstarrungsmodus zusammenhängt.

Die mikroskopische Untersuchung der Dünnschliffe ergibt keinen wesentlichen Unterschied gegen das vorige Gestein, der nicht schon in der makroskopischen Zusammensetzung seinen Ausdruck fände. Ausser dem grösseren Reichthum an schärfer begrenzten, milchigtrüben Feldspathkörnern und Krystallen, ist höchstens noch anzuführen, dass Augit und Calcit sporadisch in der beim Ortlerit üblichen Form auftritt, und dass in der Grundmasse etwas reichlicher lichtgrüne, kleine Putzen von umwandelter Hornblende vertheilt sind. Die Hornblendeeinsprenglinge verhalten sich ganz ebenso, wie die der vorbeschriebenen Gesteinsform. Die zellig structuirten Kalkkörner zeigen hier zuweilen eine Besonderheit, dadurch, dass die lichtweisse Ausfüllung der Zellräume durch kleine, rundlich oder elliptisch begrenzte Flecken von brauner Ferritsubstanz getupft erscheint.

Der Umstand, dass ein frisches Augitkorn sich zuweilen inmitten eines lichtgrün und weiss gefleckten, völlig umwandelten Durchschnitts befindet, lässt die Annahme zu, dass ein kleinerer Theil der lichtgrünen Flecken und Durchschnitte in diesem und dem vorbeschriebenen Gestein aus Umwandlungsproducten des Augites bestehen.

3. Dunkelblaugrauer Porphyrit vom Suldenferner. Kieselsäuregehalt 52—54 Proc. Vorkommen: Ziemlich häufig in Blöcken auf den Seitenmoränen des Suldenferners.

Makroskopische Beschaffenheit: Die in der Hauptsache dunkelblaugraue, etwas überwiegende Grundmasse ist stellenweise dunkelgrünlich gefleckt, die kleinen zahlreichen Feldspathausscheidungen erscheinen in weisslichen oder bläulichweissen, vierseitigen oder unregelmässig abgestutzten und gerundeten kleinen Flecken von 0·5 bis höchstens 3 Mm. Durchmesser. In einzelnen Fällen und zwar gerade bei frischen, harten, etwas muschelig brüchigen Varietäten tritt auch der Feldspath nicht stark durch Farbe hervor, sondern verräth sich nur durch schwachen Glanz. Auf schwach angewitterten Flächen dagegen tritt die weisse, körnig kleinporphyrische Sprenklung des dunklen Gesteins stets sehr deutlich in's Auge. Der Hornblendebestandtheil ist gewöhnlich stark umgeändert und in der Grundmasse versteckt, so dass er erst im Dünnschliff an's Licht kommt. Nur in einzelnen Fällen erscheint auf lichtgrau angewitterten Flächen des frisch fast schwarzblauen Gesteins, neben weissen Feldspathtupfen auch Hornblende in schmutziggraugrünen prismatischen Durchschnitten.

Magnetit ist theilweise reichlicher eingesprengt. Calcit in Körnern oder mandelförmigen Ausfüllungen ist selten, dagegen vielfach als secundäres Umwandlungsproduct in der Hornblende etc. vorhanden.

Von anormalen Ausscheidungen liegt in diesen Gesteinen nichts vor, als die Absonderung von ganz feinkörnigen bis aphanitischen, von Einsprenglingen freien Partieen.

Einschlüsse dagegen von Gneiss, Glimmerschiefer und Quarzphylliten sind gar nicht selten. Taf. III., Fig. 5 und 6 geben diese Einschlüsse sammt dem Charakter des Gesteins wieder. Fig. 5 zeigt einen kleinen Gneissbrocken als Einschluss in einer besonderen schwarzen aphanitischen Lage des Gesteins. Fig. 6 zeigt eine feinkörnige Absonderung, darüber eine gleichförmig schwarze Lage ohne jede Ausscheidung, und an dieser anhaftend die glimmerigen Reste eines grösseren abgesprungenen Gneisseinschlusses. Ueberdies liegen noch einige Stücke vor, bei welchen Quarzitglimmerschiefer und Phyllitpartien mit Quarzbrocken theils mit breiten Flächen direct an das kleinporphyrische Gestein wie angeschweisst erscheinen, theils darin ganz eingeschlossen liegen.

Hier schliessen wir auch ein Contactstück zwischen einem dunklen, aber etwas mehr grünlichen dichten, an Einsprenglingen armen Porphyrit und einem quarzitischen Glimmerschiefer an, welcher das Aussehen einer Eruptivbreccie dadurch annimmt, dass in viele Spalten und Risse des Gesteins Porphyritmagma eingedrungen ist. Grössere Partieen des Porphyrit enthalten dabei noch kleinere abgesprengte Theile des Gesteins eingeschlossen.

Die mikroskopische Beschaffenheit dieses Haupttypus der Gruppe schliesst sich der Zusammensetzung der vorbeschriebenen, noch etwas mehr zu den Ortleriten neigenden Abänderungen sehr nahe an. Die Grundmasse ist wie dort ein kryptokrystallinisches, mit Mikrofelsitbasis in verschiedener Reichhaltigkeit versetztes Gemenge, welches meist dicht, seltener lose mit feinen Magnetitkörnchen und grünen chloritischen Partikelchen durchstäubt ist. Ein Wechsel findet in Bezug auf das Ueberwiegen oder Zurücktreten der grösseren Leistchen in dem lichten Faserfilz, in Bezug auf die Vertretung von feinkörnigen, grauwolkigen Partieen, sowie in Bezug auf die Ausscheidung einzelner schärfer begrenzter Krystalle statt.

In der reichen Ausscheidung wohlbegrenzter und verhältnissmässig frischer, einfacher und zusammengesetzter Feldspathdurchschnitte liegt der Hauptcharakter der Dünnschliffe dieser Gesteine. Der überwiegende Theil derselben ist Plagioklas mit zackig verlaufenden breiten Lamellen. Auch Orthoklase, Einzelkrystalle und Zwillinge sind zu beobachten. Einschlüsse von grüner, chlorisirter Hornblende und von Magnetitkörnern sind in den Feldspathen nicht selten. Die Hornblende-Einsprenglinge sind in ganz ähnlicher Weise wie bei den vorbeschriebenen, an Feldspathausscheidung ärmeren Porphyriten in lichtgrüne chloritische, zum Theil auch in gelbliche epidotische Substanz umwandelt. Eine Abweichung ist nur bezüglich der Art des Magnetitvorkommens in den umwandelten Hornblenden hervorzuheben.

Es erscheint hier nämlich der Magnetit nicht in gröberen Häufchen, sondern in feinster loser, punktförmiger oder zarter dendritischer, den Längsspalten und Querrissen folgender Vertheilung. In einzelnen Fällen erscheint der prismatische Umriss ganz dicht mit schwarzen Punkten erfüllt; überdies ist eine kranzförmige Umrandung der grünen Schnitte durch Magnetitkörnchen nicht selten.

Abgesehen von lichten Umwandlungsproducten erscheinen auch ziemlich häufig weisse Feldspatheinschlüsse, darunter deutliche Plagioklase in der grünen Masse.

Augit scheint fast ganz zu fehlen. Calcit ist wohl als secundäres Umwandlungsproduct in den Krystallausscheidungen und in grauen körnigen Flecken in der Grundmasse, aber nicht in krystallinischen Körnern zu beobachten.

Magnetit kommt auch in lose zerstreuten grösseren Durchschnitten von Einzelkörnern und polyedrischen Aggregaten vor.

4. Blaugrauer Porphyrit von Madritsch.

Makroskopische Beschaffenheit: In der ziemlich dunkel bläulichgrau gefärbten Grundmasse sind kleine, matte, bläulichweiss erscheinende, unregelmässig begrenzte und etwas grössere, scharfbegrenzte, leistenförmige Feldspathdurchschnitte ausgeschieden. Hornblende ist untergeordnet, vollständig in die Grundmasse zurücktretend und umwandelt. Nur hin und wieder sieht man einen gelblich- oder graulichgrünen, deutlich prismatisch begrenzten Durchschnitt im Dünnschliff.

Bezüglich der mikroskopischen Eigenschaften besteht die bemerkbare Abweichung vom Haupttypus in der sehr reichen und ziemlich gleichförmigen Vertheilung kleinerer lichtgrüner, chloritischer und noch bräunlich- und graulichgrüner, stärker dichroitischer Hornblende-Putzen und -Prismen durch die Grundmasse, in der loseren Vertheilung etwas gröberer Magnetitkörnchen, in der Seltenheit und völlig zersetzten und umwandelten Form der grösseren Hornblende-Ausscheidungen und in der weniger reichen Vertretung und minder klaren Ausbildung der Feldspathe.

5. Verschwommenkörnige Porphyrite von beiden Seiten des Suldenferners und vom Confinale.

Makroskopische Beschaffenheit. Grundmasse und Feldspathausscheidung sind fast zu gleichen Theilen vorhanden und verfliessen so ineinander, dass das Gestein ein verschwommen licht- und dunkelfleckiges Aussehen hat. Das eine der vorliegenden Muster hat dunkelblaugraue Grundmasse, in welche die Hornblende-Ausscheidung ganz zurücktritt, während die Feldspathflecken etwas stärker abstechen, das zweite zeigt ein lichter bläulichgraues Gemenge, aus dem die weisslichgrauen Feldspathflecken weit weniger hervortreten, wogegen die dunklen Hornblendeprismen etwas deutlicher sichtbar werden, die dritte Varietät endlich ist ein im Grundton dunkelgrünlichgraues, aber weisslichgrau melirtes Gestein, aus dem im frischen Zustande gar kein Bestandtheil, auf stark angewitterten Flächen aber die Feldspathkörner zum Vorschein kommen.

Unter dem Mikroskop zeigt das dunkle Gestein von Sulden eine zwar ziemlich reich, aber ungleichförmig von Magnetit durchstäubte, aber im Gegensatz zu dem Gestein von Madritsch von grünen chloritischen Partikelchen ziemlich freie Grundmasse. Der Feldspath ist zum grösseren Theil scharf begrenzt durch dünne lichte, polarisirende Randzonen, inwendig aber körnig getrübt mit gelblich- bis bräunlichgrauer Farbe und von Calcit durchsetzt. Die Hornblende zeigt wohl vielfach gutumgrenzte sechsseitige Querschnitte und prismatische Längsschnitte, aber sie ist theils vollständig in lichtgrüne, schwach dichroitische Chloritsubstanz übergegangen, theils in andere Mineralproducte, besonders Calcit und Magnetit, zerfallen. Die Magnetitkörnchen sind in vereinzelten Fällen zu dickeren Leistchen gruppirt, welche eine dem Umrisse parallele innere Zone darstellen.

6. Das lichtgrün verwitterte, im frischen Zustande dunkel grünlichgraue Porphyrit-Gestein des lagerförmigen Ganges bei Pradaccio in Val Forno zeigt in seiner stark überwiegenden grünsteinartigen Grundmasse nur rundliche bis eckige Feldspathkörnchen, aber gar keine Hornblende-Ausscheidung. Auch die Feldspathkörnchen sind bei dem stärker zersetzten Gestein herausgewittert und es erscheinen statt ihrer häufig nur kleine Hohlräume mit rostgelbem Rande, der sich auch oft schon bei den noch nicht herausgelösten Feldspathen zeigt.

Gegen die Grenze des Gesteins mit der Thonglimmerschiefer-Unterlage sind die Feldspathkörner gedrängter. Das Gestein haftet fest an der Unterlage, welche sich völlig unverändert zeigt, so dass Thonglimmerschiefer-Lamellen und selbst die glimmerigen Häute des Quarzphyllites, welche unmittelbar wie angeschweisst an dem porphy-

ritischen Gestein festhalten, gar keine abweichende Beschaffenheit von den entfernter liegenden thonig glimmerigen oder quarzigen Lagen des Grenzcomplexes zeigen.

In dem Gestein erscheinen grosse, meist runde, scharfbegrenzte Flecken von dioritischer Beschaffenheit. Ob es Ausscheidungen sind oder Einschlüsse eines etwas älteren dioritähnlichen Porphyrits oder des bei den Suldeniten (p. 82) erwähnten Gesteins, welches das starke Lager unter dem Wasserfall von Pradaccio bildet, ist schwer zu entscheiden. Es ist dieses Material verwittert und überdies so postirt, dass davon nichts loszuschlagen war. Uebrigens spricht hierbei Vieles mehr für Einschluss, als für Ausscheidung.

7. Biotitführender, bläulichgrauer Porphyrit von Pradaccio am Confinale. Art des Vorkommens: Lagerförmige Masse im Quarzphyllit in der Nähe von Kalkeinlagerungen.

Makroskopische Beschaffenheit: Aus der nicht sehr dunkelgrauen Grundmasse treten kleinere und einzelne grössere verschwommen und unregelmässig begrenzte Feldspathe reichlich, wenn auch nicht scharf, hervor. Die Feldspath-Ausscheidung hält der Grundmasse nahezu das Gleichgewicht.

Hornblende ist vollständig in die Grundmasse zurückgetreten. Etwas angegriffene, röthlichbraune Biotittafeln von 2—3 Mm. Durchmesser sind sparsam, aber ziemlich gleichmässig durch das Gestein vertheilt. Ueberdies sind Pyritkryställchen ziemlich reichlich eingesprengt. Sparsamer erscheint mit der Loupe erkennbarer Magnetit.

Sehr selten sind spiegelnde Feldspathflecken, ganz vereinzelt Quarzkörnchen, Augit wurde nicht beobachtet.

Unter dem Mikroskop fällt, was bereits unter der Loupe und da vielleicht noch deutlicher sichtbar wird, eine Art globulitischer Structur der Grundmasse in die Augen. Auf dem überwiegenden Theil der Dünnschliffflächen erscheint die Grundmasse in lichteren rundlichen, feinkörnig faserigen Partikeln abgesondert, welche durch eine dunklere, zumeist grünliche oder graue Umrandung, die sich zu einer Art Maschenwerk verbindet, von einander getrennt sind. Die grünliche Färbung entsteht durch die Ansammlung feinster chloritischer Theilchen in dieser Umrandung. Magnetit ist wenig dicht und fein vertheilt, überdies in grösseren Körnchen ausgeschieden.

Die rundlichen Kerne verhalten sich theils wie Grundmasse, theils wie unvollkommen ausgebildete Feldspathkörner. Grössere, regelmässige oder unregelmässig polygonal begrenzte Feldspath-Ausscheidungen zeigen dieselben Eigenschaften, wie die kerntrüben oder halbzersetzten Feldspathkrystalle der Gruppe überhaupt. Die grösseren Hornblendekrystalle sind völlig umwandelt. Nicht selten sind calcitreiche weisse Producte ganz an Stelle der lichtgrünen chloritischen Substanz getreten.

Biotit erscheint im Dünnschliff natürlich sparsamer als im Gestein, und besonders selten so geschnitten, dass er die charakteristische Faserstreifung und den starken Dichroismus zeigt, da er meist nur in ganz dünnen einfachen Täfelchen ausgeschieden ist. Einzelne der ge-

streiften Schnitte lassen Einschlüsse von Grundmasse mit etwas Calcit erkennen.

Calcit erscheint in einzelnen mandelförmig gestreckten Partien mit Umrandung von häufig sechsseitigen kleinen Quarzdurchschnitten. Quarzkörnchen sind überdies auch sporadisch in der Grundmasse vertheilt.

8. Blaugrauer Biotitporphyrit von Val di Zebru.

Makroskopische Zusammensetzung: Die bläulichgraue Grundmasse tritt fast zurück und bildet mit den Ausscheidungen ein verschwommen körnig porphyrisches Gemenge. Aus demselben heben sich besonders grössere weisse oder bläulichweisse Feldspathe mit unbestimmter Begrenzung hervor, welche nicht selten frische spiegelnde Flächen zeigen. Die ziemlich reichlich vorhandene Hornblende erscheint in grünlichen erdigen und matt glänzenden, säulenförmigen Streifchen und Putzen, seltener mit noch schwarzglasig glänzenden Partien und macht sich für den oberflächlichen Anblick kaum bemerklich. Der schwarze Biotit erscheint sporadisch vertheilt in grösseren sechsseitigen, 4—5 Mm. hohen Säulchen von ungleichförmig periodischem Wachsthum. Dieselben zeigen eingeschnürte und ausgebauchte Stellen, dem entsprechend wellig gebogene, abgestumpfte Kanten. Die Säulenflächen sind matt, die tafelförmigen Endflächen von 3 Mm. Durchmesser lebhaft glänzend. Ziemlich frisch sind auch meist die einzelnen Biotittafeln und Schuppen, welche nebenbei noch im Gemenge verstreut vorkommen. Ueberdies bemerkt man einzelne Quarzkörner und feine Pyrit- und Magnetitkörnchen. Reichlicher erscheint Pyrit überdies auf Kluftflächen.

In dem grobkörnigen Gestein finden sich grössere feinkörnige Partien ausgeschieden, welche gar keine grösseren Einsprenglinge enthalten.

Unter dem Mikroskop, wie unter der Loupe, zeigen die Dünnschliffe dieses Gesteins eine gegen die Einsprenglinge zurücktretende Grundmasse mit ähnlicher, aber undeutlich ausgeprägter globulitischer Beschaffenheit wie bei dem Gesteine von Pradaccio. Es fehlte die dickere grünliche Umrandung. Meist sind nur hie und da schärfer markirte graue Ränder bemerkbar, und der Zusammenhang wird durch die Ausscheidung von vielen kleinen Hornblendeputzen und Nädelchen, gröberen Magnetitkörnchen und einzelnen Feldspathkryställchen gestört.

Der Reichthum an frischen einfachen und verwachsenen Plagioklas-Ausscheidungen neben schwacher Vertretung von Orthoklas ist hier besonders hervorzuheben. Die Schliffe fallen auf durch das farbenprächtige Bild, welches die zackig ineinandergreifenden Lamellen regelmässig umgrenzter Krystalle und die in verschiedenen Richtungen kreuz und quer gegen einander gestellten Bruchstücke der mit ein- und ausspringenden Winkeln begrenzten Verwachsungspolygone im polarisirten Lichte geben. Ziemlich häufig sind hier auch kerntrübe oder zonal getrübte Einzelkrystalle und Verwachsungen mit dünner frischer Umrandung, welche sich dadurch noch besonders auszeichnen, dass die Kerne mehr minder dicht mit Magnetitkörnchen durchspickt

sind. Einschlüsse von Glimmerleisten, Hornblendenadeln und verschiedenen Mikrolithen sind mehrfach vorhanden.

Die grösseren Hornblenden sind meist stark chloritisirt und mit Magnetitkörnchen erfüllt, jedoch zeigen sie noch stellenweise unveränderte, stark dichroitische Partikeln.

Der Biotit erscheint in etwas grünlichbraunen, fein gestreiften Durchschnitten mit intensivem Dichroismus.

Chemische Zusammensetzung. Aus dieser Gruppe liegen Kieselsäure-Bestimmungen und zwei Analysen vor. Der blaugraue Porphyrit von Sulden (3) hat 52·98 Kieselsäure. Die biotitfreie Abtheilung der zweiten Gruppe ist demnach etwas ärmer an Kieselsäure als die durch Biotitführung charakterisirte. Auffallend ist bei der letzteren der starke Glühverlust. Die starke Vertretung von freiem, kohlensaurem Kalk in der Grundmasse des Gesteins von Zebru fällt besonders deshalb auf, weil dasselbe weniger Calcit in Körnern, dagegen frischere Feldspathe zeigt als das Gestein von V. Forno.

	1.	2.	3.
	Biotitporphyrit von		Grünes Gestein von
	V. di Zebru	Val Forno	Pradaccio.
Kieselsäure	54·60	56·60	56·30
Thonerde	17·38	15.80	18·60
Eisenoxyd	4·38	3·57	5·01
Eisenoxydul	5·79	7·43	4·79
Kalk	7·63	6.77	5·42
Magnesia	2·12	2·57	2·37
Kali	1·77	2·46	1·23
Natron	3·03	3·98	4·02
Glühverlust $\left\{\begin{matrix} CO_2 \\ H_2O \end{matrix}\right\}$	4·50	2·46	1·82
Summe	101·20	101·62	99·66
Dichte		2·7689	2·7632

C. Graue andesitartige Porphyrite (Suldenite).

Kieselsäuregehalt: 54—62 Proc. Grundmasse: mässig überwiegend, lichtgrau bis dunkler bräunlichgrau, wenig dicht von feinem Magnetit durchstäubt, theils eine mit mikrofelsitischer Basis durchzogene, vorwiegend krypto- und mikrokrystalline Mischung, theils vollkommener mikrokrystallinisch.

Wesentliche makroskopische Krystall-Ausscheidungen: Schwarze, frische, glasglänzende Hornblendeprismen, welche zuweilen mit feiner Längsfaserung und fast stets in grünen Farbennuancen erscheinen. Echte braune andesitische Hornblende mit Opacitrand fehlt ganz oder erscheint nur bei einzelner Abänderung und untergeordnet. Plagioklas und Orthoklas treten neben der Horn-

blende, aber meist nur in geringer Menge und überwiegend in abgerundeten Krystallkörnern hervor. Die verschieden grossen nadel- oder säulenförmigen schwarzen Hornblendeprismen verleihen dem Gestein im Verein mit der Feldspath-Ausscheidung eine im Wesentlichen spreuartig kleinkörnige Porphyrtextur.

Accessorisch erscheint lichtgrüner Augit in Einzelkrystallen und Krystallkörnern in den meisten typischen Suldeniten, Biotit ist in einigen Abänderungen des im Grundgemenge quarzführenden grauen Porphyrites vorhanden. Quarz als wesentlicher Bestandtheil des Grundgemenges charakterisirt die sauersten Ausbildungsformen, welche bereits den Uebergang zu den Dioritporphyren andeuten, aber besser hier im Anhang an den Suldenit behandelt werden.

In einem hierher gehörenden Gesteine sind kleine und grössere langgestreckte mandelförmige Bildungen mit Quarz- und Calcitausfüllung zu beobachten. Die Gesteinsgruppe ist ausgezeichnet durch die Neigung ihrer typischen Vertreter zur Bildung von dioritischen und reinen Amphibol-Ausscheidungen.

1. Typischer Suldenit. Fundort: Hintere Gratspitze SW gegen den Sulden-Ferner und NW gegen den End-der-Welt-Ferner, unter den Geierwänden, Rechter Moränenwall des Sulden-Ferners, zwischen Madritschjoch und Eisseespitze unterhalb des Ebenwandferners am Eisseepass, Hinteres Pederthal, an der Südseite des Mte. Confinale. Art des Vorkommens: in lagerförmigen Massen. Kieselsäuregehalt: 54—58.

Makroskopische Beschaffenheit: In Bezug auf die Nuance der grauen Farbe, auf das etwas stärkere oder geringe Ueberwiegen der meist etwas rauhen Grundmasse, sowie auf die losere oder dichtere Vertheilung und die gleichmässige oder verschiedene Grösse der Hornblendekrystalle und in geringerem Grade auch durch das schwache oder schärfer markirte Heraustreten des Feldspath-Gemengtheiles sind innerhalb des Typus kleine locale Abänderungen zu verzeichnen.

So ist unter den Suldeniten des Hinteren Grat-Gebietes, welche sich alle durch reichliche, der Grundmasse fast die Waage haltende Ausscheidung von Hornblendekrystallen und von deutlich hervortretenden weisslichen Feldspathkörnern sowie durch ziemlich häufig zwischen den überwiegenden kleinerern eingesprengte grössere Hornblendesäulen auszeichnen, eine Variation im Farbenton von lichtgelblichgrau, hellgrau mit Stich in's Grünliche und dunkel bräunlichgrau wahrzunehmen. Unter dem Ebenwandferner und auf dem grossen Moränenwall des Suldenferners haben die typischen Suldenite ein reines lichteres oder dunkleres Grau als Grundton, aber einerseits findet man Gesteine, welche bezüglich des Reichthums und der Art der Krystall-Ausscheidung der Ausbildungsweise am Hinteren Grat am nächsten stehen, und andererseits wiederum solche, wo die rauhe graue Grundmasse über die Feldspath-Ausscheidung überwiegt und nur die schwarze, gleichmässig, aber minder dicht und in ziemlich gleich mittelgrossen Prismen vertheilte schwarze Hornblende lebhaft daraus hervorglänzt.

Abgesehen von den ganz grossen einzelnen Hornblenden, welche wir bei den anormalen oder aussergewöhnlichen Ausscheidungen behandeln und nicht als normale, an der allgemeinen Gesteinstextur betheiligte sogenannte Einsprenglinge aufführen können, halten sich

die regelmässiger vertheilten grösseren Hornblendesäulchen zwischen 5—7 Mm. Länge bis 1·5—2 Mm. Dicke, während die reichlicher und gleichförmig durch das Gestein vertheilten kleinen und mittleren Kryställchen zwischen 3—5 Mm. Länge bei 0·5—1 Mm. variiren. Die Feldspathkörner haben in der Mehrzahl gewöhnlich nicht mehr als 0·5—2 Mm. Durchmesser, vereinzelt nur oder sporadisch eingestreut kommen Tafeldurchschnitte von 3—4 Mm. Länge oder grössere Tafelflächen von derartigem Durchmesser zum Vorschein.

Ausscheidungen: Zu den besonders charakteristischen, makroskopisch auffälligen Eigenthümlichkeiten der typischen grauen Suldenite gehört das häufige Vorkommen von aussergewöhnlichen oder anormalen Ausscheidungen. Als anormal kann man die von dem gewöhnlichen oder normalen Ausscheidungsmodus der Einsprenglinge in Bezug auf Grösse, Form, Gruppirung und Qualität abweichenden Mineralabsonderungen bezeichnen, welche früher oder gleichzeitig mit den normalen Mineralausscheidungen in dem später als Gesteinsgrundmasse erstarrten Magma zur Krystallisation gelangten. Das Hauptgestein des Hinteren Grat-Gebietes ist an derartigen Ausscheidungen weniger reich als die schönen grauen Gesteine, welche auf der rechten Thalseite zwischen Ebenwandferner und Schaubachhütte und von da abwärts entlang des grossen Moränenwalles des Suldenferners gesammelt wurden.

Je nachdem die Ausscheidungen im Wesentlichen nur aus solchen Mineralien bestehen, welche als wesentliche normale Einsprenglinge im Muttergestein vorkommen oder nur accessorische oder selbst fremdartige Mineralien enthalten, könnte man von isotypischen und heterotypischen Ausscheidungen sprechen. Ebenso würde die Benennung monomere und polymere Ausscheidungen für Absonderungsformen, welche aus einem oder aber aus mehreren Mineralien bestehen, nicht gerade schädlich sein. Auch für die schärfer abgeschlossene, fast einschlussartige Abgrenzung der häufigeren Ausscheidungen gegenüber den selteneren, mit aufgelöstem oder unregelmässiger ausgezacktem oder verzweigtem Umriss liesse sich wohl ein passender Name finden. Ein besonderes Verdienst für die systematische Petrographie lässt sich aber damit wohl kaum erzielen.

Ausser dem Hornblendebestandtheil und den Feldspäthen associiren sich auch Augit, Vesuvian und Calcit zu Partieen, welche durch Textur und Farbe von dem normalen Mineralgemenge der Suldenite abweichen.

Wir beginnen mit den durch **Hornblende** charakterisirten **Ausscheidungen.**

a) Vereinzelte, abnorm grosse Hornblendekrystalle sind die einfachste Form der scharfumgrenzten Ausscheidungen. Dazu können wohl schon die nicht gerade seltenen Prismen von 8—16 Mm. Länge bei 4—5 Mm. Dicke gerechnet werden. Dieselben zeigen fast immer winkelig ein- und ausspringende stufenförmig gebrochene Polenden und gewöhnlich auch Einschlüsse von Grundmasse, Feldspath und grössere Magnetitanhäufungen.

Ausnahmsweise grosse Hornblenden, wie der (Taf. V, Fig. 8) wiedergegebene, von Gestein umschlossene und Feldspathmasse enthaltende Krystalldurchschnitt von 24 Mm. Länge bei 12 Mm. Breite sind selten.

Das (40 Mm. lange, 10 Mm. breite) mittlere Bruchstück eines ursprünglich noch bedeutend längeren Prismas (Taf. V, Fig. 9 u. 9_1) zeigt sehr deutlich eine Störung in der Ausbildung des Krystalles durch seitliches Eindringen der Gesteinsmasse.

Die Säulenkanten mit den dazu gehörenden Prismenflächen sind glatt ablösbar im Gestein abgedrückt, so dass die entsprechenden Gesteinsflächen wie polirt erscheinen. Dies ist wohl ein untrügliches Zeichen dafür, dass die grossen Hornblenden früher auskrystallisirten und mit fester Krystallhülle umgeben waren, als das Starrwerden der umgebenden Gesteinsmasse erfolgte. In den glatten Gesteinsflächen selbst liegen vereinzelte kleine Hornblende-Krystalle. Der Umstand, dass die eine Prismenfläche durch Eindringen von Grundmasse gleichsam eingedrückt erscheint, spricht für die Beweglichkeit des Magmas, sowie dafür, dass die den Krystallumriss vorzeichnende Hülle früher starr war, als das Innere.

Ein anderes Bruchstück (22 Mm. lang, 8 Mm. breit, Fig. 10 u. 10_1) gehört einem ursprünglich etwa 34 Mm. langen Hornblendekrystall an, dessen anderes beim Herausschlagen dieser Muster abgesprengtes Ende Fig. 12 wiedergibt. Dieses letztere zeigt sehr deutlich die Zwillingsnatur des Krystalls durch den tief einspringenden Winkel, der das Ende in zwei Zacken theilt und durch die vom Winkel abwärts über die breite Prismenfläche fortsetzende Kante, in der die eine Hälfte gegen die andere vorspringt. Diese Kante ist auch noch auf dem längeren Bruchstück an der entsprechenden Stelle angedeutet, verliert sich jedoch sehr bald zugleich mit dem Heraustreten einer kleinen Partie eingeschlossener Grundmasse Das Ende des längeren Bruchstückes zeigt eine abweichende Ausbildung. Dem grösseren Einschluss von Grundmasse mit kleinen Hornblendenadeln, welchen die eine Hälfte des gezackten Bruchstückes an der Grenze gegen die Verwachsungsfläche zeigt, sowie auch den beiden fast parallelen, weissen, lamellaren Einschlüssen, welche die andere Zwillingshälfte enthält, correspondiren Fortsetzungen in der vom Stein gesprengten, das Innere des Krystalls zeigenden Seite des grösseren Bruchstückes. Zu dem grossen Grundmasse-Einschluss gehört der oben erwähnte, auf der breiten, freien Prismenfläche zum Vorschein kommende Ausläufer des Einschlusses.

Ein interessanter Fall wird auch durch einen etwa 20 Mm. langen und bei 8 Mm. breiten Hornblendekrystall repräsentirt, welcher dem an Ausscheidungen und Einschlüssen so reichen Stück (Taf. IV, Fig. 1) angehört, jedoch von der abgebildeten Fläche seitlich abwärts eingebettet liegt. Dieser Krystall besteht aus zwei in der Richtung der Hauptaxe gegeneinander verschobenen und durch eine in der Verschiebungsfläche eingelagerte weisse Feldspathlamelle getrennten Hälften. Die Lamelle hängt nach beiden Polenden zu mit der Gesteinsgrundmasse zusammen, sowie auch durch kleine Kanäle mit grösseren mittleren Einschlüssen von Feldspathsubstanz, welche beiderseits in den Krystallhälften zum Vorschein kommen.

b) Krystallgruppen von Hornblende bilden eine zweite Modification der einfachen Ausscheidungen. Vom Suldenferner liegt ein Stück vor, in dem etwa sechs Prismen von 15—20 Mm. Länge büschelförmig gruppirt sind und von vier bis fünf gleichartigen

Krystallen in verschiedenen Winkeln durchquert werden. Andere derartige Ausscheidungen liegen auch in den grauen Suldeniten unter dem Ebenwandferner vor.

c) Krystallfilze, welche wesentlich aus Hornblendekrystallen bestehen und nur in der Peripherie in weniger eng geschlossenen Krystallgruppen in verschiedener Zackung und Verzweigung in die Gesteinsmasse vorspringen, bilden den Uebergang zu den häufigsten Ausscheidungsformen, den dioritischen Gemengen. Dieselben sind verschieden nach der Grösse der durcheinander verfilzten Hornblendekrystalle, nach der Dichtigkeit der Verfilzung und nach der räumlichen Gestaltung. Kuglige Formen scheinen ausgeschlossen, da damit die scharfe geschlossene Abgrenzung nothwendig verknüpft ist. Plattige, flache Aggregate dürften gegenüber den nach allen Dimensionen stärker entwickelten Formen überwiegen. Ein ausgezeichnetes Beispiel einer flachen grossen, makromeren derartigen Ausscheidung ist in Taf. VI, Fig. 5 wiedergegeben. Die 80 Mm. im Durchmesser haltende Ausscheidung besteht aus einer groben Verfilzung von 8—12 Mm. langen und 1—2 Mm. breiten Hornblendeprismen, welche nur wenig eckige kleine Zwischenräume lassen, die im Wesentlichen mit weisser Feldspathsubstanz und etwas Calcit ausgefüllt sind. Ringsum ist die Begrenzung durch zackiges und verzweigtes Zwischentreten der Gesteinsmasse eine unregelmässige, lockere.

d) Dioritische Gemenge von sehr verschiedener Beschaffenheit erscheinen bei Weitem am häufigsten als anormale Ausscheidungsformen der typischen grauen Suldenite. Dieselben zeigen fast immer eine scharfe Abgrenzung gegen die umgebende Gesteinsmasse, so dass man manchmal versucht sein könnte, sie als Einschlüsse zu betrachten. Sie sind jedenfalls wie die grossen Hornblendekrystalle auf locale Ansammlungen von für eine schnellere, vollkommenere Krystallisation dem Mischungsverhältnisse nach geeigneteren Partieen des Magmas zurückzuführen. Jedenfalls ging ihre Bildung der krystallinischen Erstarrung des Muttergesteins voraus.

Die Grösse wechselt nicht weniger wie die Gestalt und Art der Umgrenzung und das Mischungsverhältniss zwischen dem Hornblende- und dem Feldspathbestandtheil. Nur kleine Differenzen werden durch untergeordnete Beimengungen von Magnetit, Calcit, Quarz und Chlorit hervorgebracht. Ausscheidungen von 10—30 Mm. grösstem Durchmesser sind nicht weniger häufig als solche, welche zwischen 70 und 100 Mm. halten. Gerundete Abgrenzung kommt neben scharfkantigen und eckig vorspringenden Umrissen vor. Reine Kugelform ist selten, dagegen verschiedenartig gestreckte Knollenform das gewöhnliche. Das Ueberwiegen des Hornblendebestandtheils ist noch häufiger als ein quantitatives Gleichgewicht zwischen Feldspath und Hornblende. Sehr selten dagegen sind weisse körnige Feldspathausscheidungen mit vereinzelten Hornblendekrystallen. Die Hornblende erscheint entweder in feinsten Nadelchen und bildet ein Gemenge, dessen einzelne Bestandtheile kleiner und feiner sind als die normalen Ausscheidungen des Gesteins (mikromerische Ausscheidung), oder sie erscheint in Prismen, welche merklich grösser sind als der Durchschnitt der im Gestein befindlichen Einsprenglinge (makromerische Ausscheidung), oder endlich

sie bestehen aus wesentlich gleichgrossen Krystallen (isomerische Ausscheidungen).

Die bisher gesammelten bemerkenswertheren dioritischen Ausscheidungsformen sind folgende:

1. Im Durchschnitt lenticulare, feinnadlige Ausscheidung (Nadeldiorit) mit Durchmessern von 45 zu 20 Mm. Feldspath wenig überwiegend. In einem Winkel durch ein Magnetitaggregat, in anderen Winkeln durch einen grossen Hornblendekrystall abgeschlossen. Fundort: Hinterer Grat, wo überhaupt feinnadlige Ausscheidungen häufiger sind.

2. Ausscheidung von ziemlich regelmässig sechsseitigem Umriss (20 Mm. Durchmesser, Taf. VI, Fig. 7), bestehend aus einem Filz von grösseren Hornblendesäulen und geringer Feldspathausfüllung in den zum Theil ausgelaugten Zwischenräumen. Fundort: Moränenwall des Suldenferners.

3. Durchschnitt einer elliptischen kleineren Ausscheidung mit unregelmässig winklig aus- und einspringender Umrandung. (Grösster Durchmesser 30 Mm.) Grössere Hornblendesäulchen sind stellenweise so gruppirt, dass ihre Querschnitte einen geschlossenen Kranz um eine grössere weisse Feldspathpartie bilden. Daneben befindliche anschliessende grosse Feldspathpartieen sind weniger regelmässig von Hornblenden umschlossen. Mit einer isomerischen, gleichmässig aus Hornblendesäulchen und körnigem Feldspath zusammengesetzten, eckig begrenzten Ausscheidung in einem vom Suldenferner stammenden Stück.

4. Scharflinig begrenzter, gerundet elliptischer Knollen (Durchmesser 64 und 32 Mm.), welcher im mittleren Theil zu Seiten der kleinen Axe grosse weisse Feldspathausscheidungen zeigt, gegen die Enden der grossen Axe zu jedoch aus dichtem, isomerischen Hornblendegemenge besteht. Fundort: Suldenmoräne.

5. Elliptischer, unregelmässig wellig und kantig begrenzter grosser Knollen mit über 100 Mm. Längsaxe und 60 Mm. Nebenaxe.

Das Innere ist wesentlich ein etwas gröber körniges Gemenge von Feldspath und Hornblendesäulchen. In der Peripherie dagegen ist besonders auf der einen Seite das Gemenge viel dunkler durch starkes Zurücktreten des weissen Feldspathgemengtheils. Vereinzelte grüne Augitkörner sind bemerkbar. Fundort: Moränenwall des Suldenferners.

6. Drei grössere mehr minder kantig abgegrenzte Knollen von 40 bis 60 Mm. Durchmesser, welche nach Grösse, Umriss und Mischung die häufigste der dioritischen Ausscheidungsformen repräsentiren. Die Hornblendeprismen sind so gross oder wenig grösser als die grössten normalen Einsprenglinge und erscheinen mit weissem, krystallinisch-körnigen, quantitativ wenig zurückstehendem Feldspath ziemlich gleichmässig gemengt. Hin und wieder erscheint in dem Gemenge ein vereinzeltes Augitkorn. Die Abbildung (Taf. VI, Fig. 3) repräsentirt die grössere dieser Ausscheidungen, in welchem das Gemenge etwas weniger gleichförmig ist, dadurch, dass an einzelnen Stellen im Centrum und in der Peripherie der Hornblendebestandtheil sichtlich überwiegt. Fundort: Zwischen Ebenwandferner und Schaubachhütte.

7. Eine der seltensten Ausscheidungsformen repräsentirt der weisse ovale, nach einer Seite in eine längliche Ausspitzung auslau-

fende Fleck, welcher auf dem grossen, an Einschlüssen und Ausscheidungen besonders reichen Musterstück (Taf. IV, Fig. 1 e) neben der grossen Quarzlinse erscheint. Dieser Fleck ist der Durchschnitt einer im Wesentlichen aus einem kleinkörnigen Feldspathgemenge bestehenden Ausscheidung mit sparsam eingesprengten kleinen Hornblendesäulchen, einzelnen Magnetitkryställchen und kleinen olivengrünen Körnchen, die wahrscheinlich Augit sind. Diese Ausscheidung hat eine gewisse Analogie mit den weissen, Seite 25 eingangs beschriebenen Amphibolporphyren der Dioritgruppe.

8. In demselben Musterstück liegt auf der nicht abgebildeten Rückseite eine dioritische Gesteinspartie eingebettet, welche einem Einschluss fast mehr als einer Ausscheidung ähnlich sieht. Es ist der Querschnitt eines 50—60 Mm. langen und 15 Mm. dicken Bruchstückes einer dioritischen Lamelle mit deutlicher Anlage zur parallelen Absonderung. Eine sehr dunkle hornblendereiche Schicht hebt sich darin von einer lichten feldspathreichen Schicht mit wenig kleinen Hornblendeeinsprenglingen ab. Ueberdies erscheinen in der dunklen Schicht feine, weisse, parallele Streifchen von Feldspath. Diese fragliche Ausscheidung erinnert an dioritische Lagen, wie sie in Amphibolschiefern vorkommen.

Augitische Ausscheidungen bilden eine zweite, aber allem Anscheine nach viel seltenere Abtheilung unter den abnormen Mineralabsonderungen der grauen Suldenite. Wir führen die vorliegenden Fälle einzeln auf, da das Material nicht gross genug ist, um einzelne Gruppen zu formiren.

a) In dem oben citirten, abgebildeten Stück (Taf. VI, Fig. 3) ist unterhalb der grossen dioritischen Ausscheidung eine 12 Mm. im Durchmesser haltende Ausscheidung von glasigen, lichtgrünen Augitkörnern zu beobachten, welche theilweise von einem bräunlichen Umwandlungsproduct umschlossen sind, in welchem noch frische schwarze Hornblendeprismen liegen.

b) Einen der interessantesten Fälle erläutert das auf Taf. V, Fig. 2 u. 2_1 wiedergegebene, durch eine grosse complicirte Ausscheidungsform *b* ausgezeichnete, zwischen Ebenwandferner und Schaubachhütte geschlagene Musterstück von grauem typischen Suldenit.

Diese Ausscheidung besteht aus lichtgrünem Augit, Feldspath, Vesuvian, schwarzer Hornblende und Calcit. Dabei ist die Mischung und Anordnung dieser Bestandtheile bemerkenswerth. Der Durchschnitt der Ausscheidung repräsentirt in seiner Hauptfläche ein Ellipsoid von 62 Mm. Längsaxe und 36 Mm. Breite. Die eine Hälfte ist in scharfer, ziemlich regelmässiger Bogenlinie von der Gesteinsmasse abgegrenzt, der auf der anderen Seite der Längsaxe liegende Theil ist weniger regelmässig begrenzt und hängt mit zackigen, durch weisse Kalkspathausfüllung von der grünlichen Hauptausscheidung abstechenden Partieen zusammen. Entlang der regelmässigeren Abgrenzung der Ausscheidung ist nun die Mineralmischung sichtlich abweichend von der Ausbildung der Mittel- und der gegenüberliegenden Randpartie. Hier besteht die Mischung nämlich vorwiegend aus schwarzer Hornblende und weissem Feldspath mit etwas grünem Augit, Calcit und sparsamen röthlichen Partieen eines zeolithischen Minerals. Diese Randzone (*b*) ist nur in einer kleinen Strecke in der Mitte der Grenzlinie sehr schmal, zu beiden

Seiten gegen die Axenenden zu ist sie bedeutend breiter und springt zackig gegen die innere lichte, vorwiegend graulich olivengrüne Ausscheidungsmasse (b_1) vor. Die grünliche Mineralmasse ist im Wesentlichen ein feinkörniges Gemenge von grünlichem Augit mit Feldspath, in welchem kleine feinkörnige und drusig auskrystallisirte Partieen von röthlichbraunem bis honiggelbem Vesuvian, vereinzelte grüne, glasige Augit- und schwarze Hornblendekrystalle, sowie mit Calcit erfüllte oder leere kleinste Hohlräume zu unterscheiden sind.

Die unregelmässig begrenzte Randpartie (b_2) besteht vorwiegend aus dem röthlichbraunen, körnigen oder halb auskrystallisirten, zum Theil in lebhaft glänzenden Flächen spiegelnden Vesuvian und hängt zum Theil mit den excentrischen kleinen weissen Ausscheidungen zusammen, welche vorwiegend aus frischen, glänzende Flächen zeigenden, körnig krystallisirten Calcit besteht, in welchen einzelne schwarze Hornblendenadeln eingeschlossen sind und seitlich hineinragen.

c) Von demselben Fundort liegt eine kleinere Ausscheidung von ähnlicher grüner, aber fast ganz in weichere, grünerdeartige Substanz umwandelter augitischer Masse vor, in dem etwas vollkommener ausgebildete honiggelbe Kryställchen gruppirt sind. Hier ist der in der obigen Ausscheidung erst undeutlich angedeutete Uebergang von Ausscheidung in Drusenbildung deutlich ausgesprochen.

d) Im Anschluss an diese Ausscheidungsformen lässt sich am besten ein Vorkommen besprechen, welches bezüglich der mineralogischen Mischung hier sehr nahe anschliesst, jedoch bezüglich seiner Herkunft zweifelhaft ist. Im mittleren Theil des zwischen der Lagerwand und der Hinteren Gratmasse herabgehenden Endes der grossen Suldenferner liegen unter dem Moränenschutt grössere Stücke herum, welche im Wesentlichen ein mürbes, kleinkörniges Gemenge von lichtgrünem Augit und lichtbraunem Vesuvian mit blaulichem Kalkspath repräsentiren. Dabei ist die Vertheilung der einzelnen Bestandtheile eine sehr ungleiche und eigenthümliche. Gewöhnlich sondert sich der grüne, feinkörnigere augitische Bestandtheil von dem etwas grobkörniger und vollkommener auskrystallisirten braunen Vesuvian in grösseren Partieen ab. Die grösseren grünen Massen bestehen dann aus feinkörnigem Augit, der verschieden gleichförmig mit kleinen und grossen Krystallkörnern oder Krystallaggregaten von Calcit durchmengt und sparsam mit kleinen Partieen von Vesuvian durchsprengt ist. Hin und wieder sind darin auch kleine Partieen von Magnetitstaub zu beobachten. Stellenweise sieht man eine Neigung zur Drusenbildung mit vollkommener ausgebildeten Augitkryställchen. Kleine Augitkörnchen sind auch in dem blauen Kalkspath hin und wieder eingeschlossen. Dünnschliff und Analyse lassen auf das untergeordnete Vorkommen von Olivinkörnchen in der augitischen Masse schliessen. In der Nähe der grösseren braunen Massen nehmen stellenweise die kleinen braunen Partieen innerhalb des grünen Gemenges an Häufigkeit und Grösse zu. Die grossen braunen Vesuvianausscheidungen ihrerseits sind ähnlich wie das grüne augitische Gemenge, mit blaulichweissem Kalkspath durchsprengt, und enthalten kleinere und grössere Einschlüsse des angrenzenden grünen Gemengtheils.

Die Frage, ob diese merkwürdigen Ausscheidungen sowie ihnen mineralogisch nahe stehende, dichtere und weniger differenzirte Gesteine als besondere grössere Ausscheidungen mehr selbstständig für sich oder in einem der porphyritischen Gesteine vorkommen, war nicht zu eruiren. Es kann hier eben nur darauf hingewiesen werden, dass die nächstverwandten Ausscheidungen innerhalb der grauen Suldenite auftreten.

Einschlüsse: Zu den gleichfalls in die Augen fallenden Eigenthümlichkeiten der grauen Suldenite gehören wirkliche Einschlüsse von fremdartigen Gesteinsfragmenten. Dieselben geben, wie die Ausscheidungen, gewisse Anhaltspunkte für die Beurtheilung der genetischen Verhältnisse dieser Gesteine.

Unter den gesammelten Musterstücken sind vier Gruppen vertreten, nämlich Einschlüsse von Ortlerit, von grösseren und kleinen Quarzstücken ohne anhaftendes Muttergestein, von schiefrigen Quarzlinsen, von grossen Phyllitfladen mit Quarz-Knoten und Lamellen sowie von granatführenden Gesteinen.

a) Ortlerit-Einschlüsse. Es liegen folgende interessante Musterstücke vor: 1. Ein 145 Mm. im Durchmesser haltendes Bruchstück eines kugelförmigen Einschlusses. Zur Hälfte wurde dasselbe von dem umhüllenden Suldenitgestein, welches sich gut ablöste, frei gemacht. Die Kugelfläche zeigt buckelförmige Protuberanzen, ist bräunlich angewittert, ziemlich glatt und mit stellenweise ziemlich zahlreichen schwarzen glänzenden, wie eingedrückten Hornblendenädelchen bedeckt. Die innere Bruchfläche zeigt zahlreiche, zum Theil noch mit einer weisslichen Zeolithsubstanz mandelförmig erfüllte Hohlräume und ein paar fremdartige, nicht genauer bestimmbare Gesteinseinschlüsse. 2. Ein fast vollständig kreisförmiger Durchschnitt von 38 Mm. Durchmesser einer Ortleritkugel im bräunlichgrauen Suldenit. 3. Ein linsenförmiger, zur Hälfte von der Suldenithülle entblösster Ortleritknollen mit elliptischem Durchschnitt von 58 Mm. Längsaxe. 4. Kleiner rundlicher Durchschnitt (von 22 Mm. Durchmesser) eines Ortleritknollen, welcher in der Nähe der Grenze eines grösseren Ortleritstückes im Suldenit eingebettet liegt (Taf. III, Fig. 2). Ueberdies mehrere kleinere, nicht mit vollem Umriss erhaltene Einschlüsse. Bei diesen Stücken ist weit schwerer eine blosse Absonderung und Differenzirung des Magmas bei der Erkaltung anzunehmen, als die Umhüllung von bereits differenzirten oder in der Erstarrung bereits vorgeschritteneren Partieen eines dem gleichen Eruptionsherde wie der Suldenit angehörenden, aber früher als dieser zur Eruption gelangten Magmas.

b) Quarzbrocken. Taf. IV, Fig. 2 zeigt ein wirkliches Musterexemplar eines grossen, stellenweise äusserlich schon krystallinischkörnige Textur zeigenden Quarzeinschlusses im Suldenit des Hinteren Grates. Der unregelmässig polyedrisch, eckig und scharfkantig begrenzte, 82 Mm. im Durchmesser haltende, weisse bis graulichweisse Brocken ist durch zahlreiche feine und sich verzweigende und einige erweiterte Risse zerklüftet. Der Quarzbrocken barst durch die Hitze des vulcanischen Magmas und die heissflüssige Mischung drang in die breiteren Spalten. Von demselben Fundort liegt in einem grossen Stück, welches zur Hälfte aus Ortlerit besteht, ein stellenweise abgerundetes Quarzgeschiebe von 45 Mm. Durchmesser, in dem die andere Hälfte bildenden

Suldenit vor. (Vergl. Taf. III, Fig. 1.) Die Oberfläche dieses sowie eines anderen gleichfalls in einem mit Ortlerit in Contact befindlichen Suldenitstück eingebetteten Quarzgeschiebes ist rostbraun gefärbt. Auch in diesen Brocken findet man kleine Partieen von Gesteinsmasse in den etwas breiteren Lücken und bei einzelnen kleinen linsenförmigen Quarzeinschlüssen von 15—20 Mm. Durchmesser, welche mit der Gesteinshülle dünn geschliffen werden konnten, ist der Nachweis dafür auch mikroskopisch zu erlangen. Diese kleinen Quarzbrocken sind dem an Einschlüssen und Ausscheidungen reichen Musterstück (Taf. IV, Fig. 1) entnommen.

c) Grosse Quarzlinsen und Quarzitschieferlamellen kommen, wie Taf. III, Fig. 4 und Taf. IV, Fig. 1 zeigt, gleichfalls als Einschlüsse in den grauen typischen Suldeniten vor. Beide Muster stammen von dem Fundort unter dem Ebenwandferner.

Das Muster Taf. III, Fig. 4 zeigt ein Bruchstück einer schiefrig abgesonderten Quarzitlamelle, welches mit der einen Breitfläche frei in der Ebene der Verwitterungsoberfläche des Gesteins liegt, mit der anderen jedoch an den Suldenit fest angeschweisst ist. Die Verkittung ist so fest, dass Splitter für den Dünnschliff losgeschlagen werden können, welche die scharfe Grenze zwischen Quarzit und Suldenit zeigen. Der Quarzit springt wohl entsprechend seinen unvollkommenen Schieferungsflächen, aber nicht nach der Contactfläche. Die feinkörnige Structur des Quarzes lässt sich bis zu einem gewissen Grade schon mit freiem Auge erkennen, die unvollkommenen, unregelmässig längsgerieften Schieferungsflächen sind durch einen grünlichen chloritischen Beschlag ausgezeichnet.

Das Musterstück Taf. IV, Fig. 1 zeigt das Bruchstück einer grossen Quarzlinse von ähnlicher Beschaffenheit als vollkommenen Einschluss. Dasselbe ist ausserordentlich instructiv. Die Quarzlinse ist wellig gewunden, wie dies ganz überwiegend in gewissen Quarzphyllithorizonten der Fall ist, dabei mit unvollkommen ablösbaren, grünlichen parallelen Absonderungsflächen versehen, welche darauf hindeuten, dass die Bildung der Quarzlinsen auf secundäre Abschnürung von im Wechsel mit thonig glimmrigen Phyllitlagen, ursprünglich schichtenförmig abgesetzten Kieselerdekrusten zurückzuführen ist. Es kann weder an eine Einschwemmung und regelmässige Ablagerung fertiger Quarzlinsen, noch an eine nachträgliche lenticulare Ausscheidung des Quarzes aus kieselsäurereichen, thonigglimmrigen Absätzen gedacht werden. Die Quarzlinse hat ganz den Charakter der im unteren grünen Quarzphyllit vorkommenden gewundenen, platten Quarzlamellen mit lenticularem Durchschnitt, aber es haftet merkwürdigerweise keine thonigglimmrige Phyllitsubstanz mehr daran, während doch an anderen Stücken, wie z. B. bei Taf. III, Fig. 3 eingeschlossene Phyllitbrocken unverändert erhalten sind. Das vorliegende, im Suldenit eingeschlossene Bruchstück von 100 Mm. Länge und 18 Mm. Dicke zeigt den natürlichen Durchschnitt der Linse nach der Sprungfläche zum grösseren Theil und die eine der Aussenflächen zum kleineren Theil entblösst von der ursprünglichen Hülle. Ein Theil der lenticularen Sprungfläche ist ziemlich eben und durch anhaftende und übergreifende Suldenitmasse als ursprünglich erwiesen; der andere Theil zeigt frische Bruchflächen, welche die fein

krystallinische Beschaffenheit des Quarzites sehen lassen. Der abgesprungene, vielleicht mehrfach geborstene Theil der Quarzlinse ist wahrscheinlich in dem lavaartig geflossenen Magma weiter fort bewegt worden und findet sich in anderen Gesteinsstücken eingeschlossen. Der freigelegte Theil der äusseren Fläche des Bruchstückes ist dadurch bemerkenswerth, dass ein kleines, der Schieferung nach abgelöstes Stück vom Hauptkörper der Linse durch eingedrungene Suldenitmasse getrennt ist, und dass er eigenthümliche kritzenartige Eindrücke hat.

d) Das granatführende Gestein, von welchem nur ein kleineres Bruchstück und eine angeschliffene Grenzpartie in schwacher Vergrösserung (Taf. IV, Fig. 3, 4, 5) abgebildet wurden, bildete ursprünglich einen grossen, kantig umgrenzten Einschluss mitten in einem Block von grauem Suldenit. Leider konnte dieses schöne Muster eines Einschlusses nicht vollständig erhalten werden; es ging dei dem Zerschlagen des Suldenitblockes mit in Trümmer.

Das grünlichgraue Grundgemenge, in dem die lichtrothen, zum Theil vollkommen auskrystallisirten Granatkörner liegen, ist stellenweise deutlicher durch schwarze Hornblendepartikeln und Magnetit und frischere Feldspathkörnchen gesprenkelt. Die im Ganzen ungleichartig fein- bis kleinkörnige Textur geht stellenweise und besonders deutlich innerhalb der Grenzzone in eine Art flasrigwellige Parallelstructur über. Die Granatkörner sind in der Randzone des Einschlusses seltener als in der Mitte, wo sie zum Theil ziemlich dicht (15—20 Körner von 2—4 Mm. Durchmesser auf 20 Mm. Quadratfläche) erscheinen. Spiegelnde Krystallflächen oder fast vollständig ausgebildete kleine Rhombendodekaeder sind nicht grade häufig. Das Taf. V, Fig. 3 abgebildete Stück zeigt einen gleichfalls granatführenden Gesteinseinschluss. Vereinzelte lichtrothe Granatkörner liegen hier in einer wahrscheinlich aus Serpentin entstandenen, mit dem Messer schneidbaren, schwarzen, durch lichtere, talkig-glimmerige Flasern gefleckten Masse.

Mikroskopische Eigenschaften: Die Grundmasse der grauen Suldenite erscheint im Dünnschliff unter der Loupe weisslichgrau bis gelblichgrau, sehr selten mit schwachem Stich in's Grünliche und tritt, da die Feldspathausscheidungen hier deutlicher sichtlich werden, selten dominirend auf, sondern hält den Mineralausscheidungen meist das Gleichgewicht oder tritt gegen dieselben selbst ein wenig zurück. Der Magnetitstaub ist weit weniger dicht und gleichmässig verstreut als in der typischen Grundmasse der beiden andern Gruppen, zuweilen sogar sparsam und meistentheils ziemlich ungleich bezüglich der Grösse der einzelnen Körnchen. Kleine, in die Grundmasse eingestreute, grüne oder gelbliche Krystallpartikeln sind weniger reichlich und innig mit dem Grundgemenge vermischt. Bei starker Vergrösserung (Hartnack 240) löst sich die Grundmasse in ein stellenweise körnig-fasriges, wolkig grau geflecktes, zum grösseren Theil jedoch licht durchscheinendes Filzwerk von sich kreuzenden Fasern, Nadeln und Leistchen auf, in welches einzelne lichte Körnchen und Körnchengruppen, sowie sparsame grössere Kryställchen eingebettet sind.

Die lichten Partieen bestehen aus mehr minder wohlausgebildeten Feldspathleistchen, welche hin und wieder parallel geordnet sind und Anlage zur Fluidalstructur andeuten. Selten erscheinen

dazwischen Kryställchen und Krystallkörner, welche sich im polarisirten Lichte deutlicher als Plagioklase oder als Orthoklase erkennen lassen. Ganz sporadisch sind Quarzkörnchen. Während diese krypto- bis mikrokrystallinisch entglasten Partieen im Wesentlichen zwischen wasserhell und blaulich wechseln mit seltenem und sparsamem Aufblitzen von anders gefärbter Punkten oder Streifchen, zeigen die davon sich im polarisirten Lichte schärfer abhebenden Zwischenflecken meist eine doppelte Beschaffenheit. Gewisse Stellen werden mehr oder minder scharf mit dem Glase licht und dunkel, zeigen sich dabei jedoch nicht gleichförmig, sondern durch feine Punkte und Fasern durchspickt, welche sich anders wie ihre nicht entglaste, wohl einer mikrofelsitischen Basis entsprechende Unterlage selbst verhalten. Andere Stellen erscheinen gelblich und zeigen punktförmig zerstreute, schwache Polarisationsfarben, wie zersetzter Feldspath.

Der Wechsel zwischen diesen verschieden ausgebildeten Partieen in Anordnung und Grösse gibt hin und wieder für den ersten Anblick etwas abweichende Bilder. Im Ganzen aber ist die Grundmasse doch stets als vorwiegend krypto-mikrokrystallinisches Gemenge mit mehr minder sparsamen Rückständen von Mikrofelsit-Basis zu bezeichnen, welches von Magnetit und von zum Theil chloritisirten, seltener epidotisirten, häufig noch frischen und deutlich dichroitischen Hornblendepartikeln leicht durchstäubt ist.

Die Hornblende als charakteristische Hauptausscheidung erscheint in allen Dünnschliffen in sehr reichlicher Vertretung. Alle Durchschnitte zeigen eine frische bouteillengrüne oder lichtergelblichgrüne Farbe. Gut ausgebildete sechsseitige Querschnitte und prismatische Längsschnitte sind ziemlich häufig. Die Längsschnitte, zum Theil mit regulärer Ausbildung der Enden, zum Theil unvollkommen und zerbrochen, erscheinen theils gröber parallelrissig, theils feiner längsfasrig, theils zerfallen sie in ein Netzwerk von gesonderten Stücken. Die Querschnitte sind nicht selten in sehr regelmässige rhombische Felder abgetheilt. Sehr mannigfaltig sind die hier auftretenden Verwachsungen sowie die Modificationen der zonalen Ausbildung und der Einschlüsse.

In den Dünnschliffen der Suldenite vom Hinteren Grat sind Zwillinge nicht selten, sowie auch verschiedene irreguläre Verwachsungen und Interpositionen von verschieden orientirten Lamellen. Ein achtseitiger Zwillingsdurchschnitt zeigt zwei breite zur Zwillingsebene parallele Lamellen. Auch kommen Krystalle vor, welche zonal verschiedenen Dichroismus zeigen.

In den Gesteinen der Suldenmoräne sind unter anderem in dem einen Dünnschliff ein sechsseitiger Durchschnitt mit dunklem Kern und lichter Randzone mit losem äusseren Kranz von Magnetitkörnchen, — mehrere grün und braun gestreifte Hornblendesäulchen und eine grosse, netzförmig zerstückte, polychromatisch polarisirende Hornblendesäule mit einem von lichtgelbem Epidothof umgebenen grossen Magnetiteinschluss zu beobachten. In einem anderen Schliff liegt ein ausgezeichnet licht und dunkel zonal structurirter sechsseitiger Querschnitt, mehrere irregulär zusammengesetzte Krystalle, einige Krystalle mit feiner schwarzer Umrandung und ziemlich viele, welche Einschlüsse von

Grundmasse und Magnetit enthalten. In einem dritten Schliff bemerkt man ausser einem dunklen Querschnitt mit lichtgrüner, nur mehr schwach dichroitischer Umrandung eine verschieden dichroitische Mittellamelle, ferner einen Längsschnitt mit breiter Zwillingslamelle und mehrfach schwach mit Magnetitkörnern umrandete Krystalle. Querschnitte mit lichter Zone um dunklen Kern und mit deutlicher Interposition von durch den umgekehrten Farbenwechsel auffallenden Lamellen auch bei gleichmässig rhomboedrischer Zerklüftung zeigt ein vierter Dünnschliff.

Es liegen auch Schliffe vor, welche verhältnissmässig reich sind an etwas klareren Plagioklasen. Man sieht dann Krystalldurchschnitte mit trübem Kern und solche mit grauer Umrandung, oder auch mit einem zonalen Wechsel von glashellen und grauen Lagen. Ueberdies zeigen einzelne klare Krystalldurchschnitte auch sehr zahlreiche feine concentrische Zonen. Lebhafte Farbenstreifen kommen wohl bei einzelnen kleinen frischen Plagioklasen vor, aber gewöhnlich sind die Farbenerscheinungen im polarisirten Lichte matt, zerstreut oder bis zur Unkenntlichkeit getrübt. Unter den Orthoklasen sind hin und wieder (Karlsbader) Zwillinge zu bemerken. Von Besonderheiten ist nur ein zonaler Durchschnitt zu erwähnen, welcher auch Magnetitkörnchen und Gasporen in solcher Anordnung enthält, und ein Durchschnitt, welcher bei völlig unregelmässiger, sackförmige Vorsprünge bildender Umgrenzung sich als Orthoklaszwilling erweist.

Der mikroskopischen Untersuchung wurden auch einige Dünnschliffe von Einschlüssen und einer Ausscheidung unterzogen.

Der granatreiche eklogitartige Einschluss (Taf. IV, Fig. 3 u. 4 *b*) zeigt an der Grenze gegen die Suldenitgrundmasse ein striemig oder in welligen Streifen structurirtes Gemenge von lichten Feldspathlagen mit dunkleren, an bräunlich bis gelblich grüner Hornblende reicheren Zwischenlagen und mit Magnetitanhäufungen. Die stark dichroitische Hornblende erscheint in kurzen Putzen und rundlichen Blättchen, der Magnetit gruppirt sich in langgestreckten und verästelten Körneraggregaten. Weiter gegen das Innere zu wird das Gemenge mehr feinkörnig und umgibt netzförmig die meist gerundeten Durchschnitte von lichtrothem Granat. Die Granatmasse ist durchzogen von einem Maschenwerk von Rissen und Ausweitungen, welche zum Theil mit grauer, trüber, kalkhaltiger Feldspathmasse, einzelnen lebhaft polarisirenden Feldspath- und Quarzkörnchen, aber vorzugsweise mit dichroitischer Hornblende, fasrigem Epidot und Magnetitkörnchen erfüllt sind.

Unter den Quarzeinschlüssen zeigt ein Dünnschliff, welcher ein Stück Grenzpartie zwischen Suldenit und der grossen eingeschlossenen Quarzitschieferlamelle (Taf. III, Fig. 4) darstellt, sehr schön die scharflinige Abgrenzung bei vollkommen inniger Verschweissung, durch welche ein derartiger Schliff allein möglich war.

Die lineare Grenze des Quarzites springt nur an einer Stelle ein wenig in die Grundmasse vor. Der Quarzit bildet im polarisirten Licht ein schönes buntes Mosaik von scharfkantigen, zum Theil sechsseitigen Krystalldurchschnitten. In feinen Rissen des Quarzites bemerkt man Hornblendepartikeln, Magnetitkörnchen und lichtgrüne chloritische Substanz. Ein kleiner abgerundeter, ganz im Suldenit eingeschlossener Quarzitbrocken besteht im Dünnschliff bei scharfer Begrenzung gegen

das porphyritische Magma aus schön sechsseitig ausgebildeten Krystalldurchschnitten, welche durch Ränder von grünlicher, zum grösseren Theil wohl chloritischer Substanz und etwas Magnetitstaub umschlossen erscheinen. In dieses netzförmig structurirte krystallinische Quarzmosaik ragen von zwei Seiten her aus der Gesteinshülle kleine Apophysen, welche Hornblende und Magnetit enthalten.

Ein zweiter kleiner Quarzeinschluss ist von länglich gestreckter Gestalt mit einseitiger Gablung in zwei gerundete Zacken durch eingedrungene Grundmasse. Dabei ist die eine Längsseite des im Uebrigen genau wie die obigen Quarzite sich verhaltenden Einschlusses durch eine dunklere, streifige, chloritische Umrandung mit viel Magnetit und wenig Hornblende von dem grauen Gestein getrennt.

Die Ausscheidungen dioritischer Natur, von welchen Dünnschliffe vorliegen, zeigen keine besonders bemerkenswerthen Eigenschaften. Die Hornblenden sind meist grün, zuweilen fasrig, der körnige Feldspathgemengtheil ist überwiegend Plagioklas. Magnetit ist nur in vereinzelten Körnchen zerstreut, hin und wieder auch zu grösseren Körnchengruppen aggregirt. Einschlüsse in den Hornblenden und Feldspathen sind verhältnissmässig selten. Einzelne Schliffe zeigen auch mehr bräunliche oder gelbliche Hornblendepartikeln und ein Ueberwiegen epidotisirter gegen chloritisirte Bestandtheile.

Chemische Zusammensetzung: Von den typischen grauen, quarzfreien Suldeniten wurden vier vollständige Bauschalanalysen gemacht. Dieselben zeigen gewisse Schwankungen, aber doch immerhin eine grosse Analogie in der Zusammensetzung. Der Kieselsäuregehalt schwankt zwischen 54·90 und 58 Proc., Magnesia zwischen 1·50 und 3, Kali von 1·50—3, Natron von 2—4; grösser sind die Differenzen bei der Thonerde 13—18, am stärksten im Kalkgehalt 6—11·50, und bezüglich des Eisengehaltes (Oxyd und Oxydul zusammengenommen) 6·50—12·50.

Typischer Suldenit.

	Nr. 1. Rechter Moränenwall des Suldenferners	Nr. 2 Zwischen Schaubachhütte u. Eisseespitze	Nr. 3 v. Suldenferner (Contactstück m. Thonglimmerschiefer)	Nr. 4 Hintere Gratspitze (im Contact mit Ortlerit)
Kieselsäure	54·90	55.05	55·15	57·02
Thonerde	16·32	17·16	17·92	16·52
Eisenoxyd	6·52	5·19	2·82	3·25
Eisenoxydul	5·81	5·01	3·82	6·27
Kalk	6·80	8·30	11·30	8·64
Magnesia	1·56	2·47	2·86	2·42
Kali	1·61	2·84	1·28	2·54
Natron	3·87	3·79	3.25	2·38
Glühverlust	2·47	1·23	2·49	1·28
Summe	99·86	101·04	100·89	100·32
Dichte	2·7753	2·7638	2·7310	2·7032

Im Durchschnitt sind alle mit Analysen bekannt gemachten Porphyrite viel reicher an Kieselsäure, und es wird dabei auch selten

etwas von auffälliger Krystallausscheidung von schwarzen Hornblendeprismen hervorgehoben. In diesen Eigenschaften stehen gewisse Amphibol-Andesite und zwar selbst solche von recentem Alter näher. Keiner der bei Roth aufgeführten Porphyrite zeigt weniger als 59 Proc. Kieselsäure, sie steigen vielmehr bis auf 67 Proc.

Es dürfte nicht ohne Interesse sein, von denjenigen Amphibol-Andesiten, welche bei einem verhältnissmässig gleich niedrigen Kieselsäuregehalt, wie unsere andesitischen Porphyrite auch eine ziemlich analoge, äusserliche, mineralogische Beschaffenheit zeigen, hier einige zum Vergleich gegenüberzustellen.

Wir können hier demnach vor Allem nur auf solche Andesite reflectiren, welche nicht über 59 und nicht unter 52 Proc. Kieselsäuregehalt, eine graue Grundmasse, deutlich ausgeschiedene dunkle, womöglich schwarze Hornblende neben der Feldspath-Ausscheidung haben und etwa noch etwas nebenbei lichten Augit und Magnetit enthalten.

	Dichte, hellgraue Grundmasse mit trikl. Feldsp. u. Hornbl. Java Gumny Patua nach Prölss	Dunkelgraue Grundmasse, Hbl, Feldsp., Magneteisen, Siebengebirge (Bolvershalm nach Deiters)	Lava dunkelgrau porös, schw. Hbl., Augit, Plagioklaskryst. m. Grundmasse (nördl. Krater bei Ordgeof, n. Tschermak)
Kieselsäure	58·84	54·86	56·47
Thonerde	17·09	11·25	20·60
Eisenoxyd, Eisenoxydul	10·61	11·89	11·15
Kalk	7·03	7·01	6·42
Magnesia	3·90	2·06	1·80
Kali	0·83	8·71 (Kali + Natron)	3·50 (Kali + Natron)
Natron	2·12		
Glühverlust	—	3·59	—
Summe	100·42	99·37	100
Sp. Gew.		2·579 6·10° C.	2·745 bei 2·75° C.

Den typischen Suldeniten schliessen sich folgende durch besondere Eigenschaften gekennzeichnete Nebenformen an.

a. Quarzfreie Nebenformen des Suldenits.

1. Lichtgrauer Nadel-Suldenit von Val dell' Alpe. Vorkommen: Anstehend in mächtiger Lagermasse.

Makroskopische Beschaffenheit: Die lichtgraue, kaum überwiegende Grundmasse ist von feinen, 3—5 Mm. langen, frischglänzenden, schwarzen Hornblendenadeln mässig dicht und sehr gleichförmig durchspickt. Mattweisser bis schwachglänzender Feldspath in wenig scharf begrenzten Körnern und Krystalldurchschnitten ist reichlich beigemengt. Die Feldspathe sind überwiegend klein, 0·5—1·5 Mm. im Durchmesser; jedoch treten aus dem ganzen Gemenge gleichsam porphyrisch auch grössere Krystalle von 3—5 Mm. Durchmesser aus dem Gemenge hervor. Accessorisch erscheinen einzelne grössere Quarzkörner nnd dicke verkürzte Hornblendeprismen. Unter der Loupe werden

hin und wieder auch metallglänzende Pyritkörnchen und Magnetitkrystalle sichtbar.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt keinen besonders auffallenden Unterschied im Vergleich mit den Dünnschliffen des typischen Suldenites, abgesehen von den schon makroskopisch in's Auge fallenden Besonderheiten. Zu erwähnen wäre nur, dass die meist dunkel bouteillengrünen Hornblendekrystalle mehrfach theils partikelweise, theils lamellar nach der Hauptspaltungsrichtung in eine auffallend abstechende gelbe Substanz (Epidot) verwandelt erscheinen, und dass auch kleinere, derartige gelbe Flecken vorkommen, an denen von Hornblendebestandtheilen nichts mehr zu sehen ist. Einzelne grosse Feldspathe lassen im polarisirten Lichte Zwillingslamellen erkennen. Die kleineren Feldspath-Ausscheidungen sind meist wenig scharf von der Grundmasse abgegrenzt. Magnetit ist in gröberen Körnern aber verhältnissmässig sparsam verstreut.

2. Dunkelgrauer Nadel-Porphyrit vom Soy-Joch. Vorkommen: Lagerförmige Bank in Begleitung von Kalkglimmerschiefer des Quarzphyllites.

Makroskopische Beschaffenheit. Eine dunkelgrünlichgraue Grundmasse tritt scheinbar zurück gegen feine, dunkle, nadelförmige Hornblendesäulchen von deutlich röthlichbraunem Schimmer. Andere Bestandtheile sind mit freiem Auge nicht wahrnehmbar.

Unter dem Mikroskop bietet dieses Gestein ein von dem Typus der Suldenite auffallender abweichenden Anblick durch die zahlreichen röthlichbraunen, dünnen, langen Hornblendeprismen, mit welchen die lichte Grundmasse durchspickt ist, und das fast völlige Zurücktreten von Feldspath-Ausscheidungen. Die Grundmasse ist im Wesentlichen kryptokrystallinisch, aber mit mikrokrystallinischen Partikeln mehr oder weniger untermengt und stellenweise selbst mit Resten von Glasbasis. Magnetit ist nur in sparsamen Körnchen darin vertheilt. Die reichlichen Hornblendedurchschnitte von sechsseitiger oder langprismatischer, meist zackig ausgefranster, seltener geradlinig abgestutzter Form sind meist lebhaft dichroitisch und wechseln von röthlichgelb in rothbraun von verschiedener Tiefe. Nicht selten bemerkt man eine feine schwarze, opacitische Umrandung, öfter noch eine tiefere, nach innen nicht scharf abgegrenzte rothbraune Umsäumung eines lichten, röthlichgelben Kerns. Zwillinge, lamellare Einschaltungen, sowie zonale Structur kommen hier in ähnlicher Weise vor, wie bei der grünen Hornblende des Haupttypus. Feldspath in schärfer begrenzten Krystallen oder deutliche Plagioklasstreifung auf nicht krystallartig umgrenzten Durchschnitten ist sehr selten, dagegen treten klare, glasig durchsichtige Feldspathpartien von unregelmässiger Umgrenzung, welche sich wie Orthoklas verhalten, häufiger aus der Grundmasse hervor. Augit und Calcit erscheinen nur sporadisch.

3. Lichtgrauer Suldenit mit Quarz- und Kalkspathmandeln. Kieselsäuregehalt: 52—53. Vorkommen: In Blöcken unter dem Ebenwandferner.

Makroskopische Beschaffenheit: In der grauen, schwach überwiegenden Grundmasse liegen 0·5—2 Mm. grosse, unregelmässig begrenzte mattweisse Feldspathkörner und sehr frische schwarze, glas-

glänzende, feine bis mittelgrosse Nadeln und Säulchen von Hornblende. Ueberdies ist das Gestein durch viele kleine, sowie auch durch sparsamer vertheilte 10—20 Mm. lange, gestreckte und verzweigte Drusenräume ausgezeichnet, welche meist vollständig mit Quarz und Kalkspath oder Quarz allein erfüllt sind und fast immer eine feine weisse Calcedonauskleidung haben. Der Quarz ist theils unvollkommen krystallinisch und erfüllt den Hohlraum vollständig, theils bildet er nach innen auskrystallisirte Gruppen und lässt dann wohl minutiöse Zwischenräume.

Ausserdem zeigt dieses Gestein ziemlich häufig nadeldioritische Ausscheidungen, sowohl weisse Feldspath-Ausscheidungen mit feinen schwarzen Hornblendenädelchen durchspickt, als grössere Knollen mit Ueberwiegen von feinen langen Hornblendenadeln. Dabei zeigt das eine Stück nur in der Peripherie sporadisch grössere Hornblenden, der Kern repräsentirt jedoch ein wesentlich gröberes Gemenge von Hornblende, etwas Feldspath, weissem Quarz und Kalkspath; ein anderes Stück zeigt in der Mitte einer dunkeln feinnadeligen Hornblende-Ausscheidung grössere weisse Flecken, welche sich als Durchschnitte von mit Quarz und Kalkspath ausgefüllten Drusenräumen erweisen.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass die Grundmasse ein sehr dichtes Gemenge von kleinen kryptokrystallinischen Partien bildet, welches mit verschiedenen mikrokrystallinischen Partikeln und mit feinen Magnetitkörnchen dichter als bei dem gewöhnlichen Suldenit durchstäubt ist. Die Hornblende-Durchschnitte zeigen zum grösseren Theil starken Dichroismus, Verwachsungen sind ebenso häufig, als wohlbegrenzte Durchschnitte von Einzelkrystallen. Zonalstructur wurde selten beobachtet, auch Einschlüsse sind weniger häufig, dagegen fehlt es nicht an lamellaren Zwillings-Verwachsungen.

Der Feldspath ist milchigweiss und faserig feinkörnig grau getrübt, zeigt aber partikelweise lebhafte Polarisation. Als grössere Einschlüsse kommen Hornblende und Quarz vor. Einzelkrystalle sind ebenso häufig, als unregelmässig begrenzte Krystall-Verwachsungen.

4. Verwitterter dioritischer Suldenit vom Wasserfall bei Pradaccio in V. Forno. Vorkommen: In lagerförmigen Massen.

Die makroskopische Beschaffenheit dieses Gesteins ist ziemlich abweichend von der der typischen Suldenite, auch wenn man davon absieht, dass es mürbe und besonders in seinem Feldspath-Bestandtheil stark verwittert ist. Die grünlichgraue Grundmasse tritt hier nämlich so stark zurück, dass sie mit dem nahezu überwiegend reichlichen, weissen, fast caolinisirten Feldspath ein ziemlich gleichförmig kleinkörniges Gemenge bildet, in dem sehr zahlreiche, meist mattere schwarzlichgrüne, selten mehr ganz frisch glasig glänzende, schwarze Hornblendeprismen von 3—8 Mm. Länge bei 0·5—1·5 Mm. Dicke, nebst sparsamen noch grösseren Hornblendekrystallen verstreut liegen. In diesem Gestein kommen wie im vorbeschriebenen feine nadeldioritische Ausscheidungen mit frischerer schwarzer Hornblende vor.

Die mikroskopische Untersuchung stützt sich auf einen einzigen kleinen Dünnschliff, da die mürbe Beschaffenheit des Gesteins das Gelingen guter Schliffe verhindert. In der im Wesentlichen krypto-mikrokrystallinischen, freilich überwiegend wolkig-grauen Grundmasse sind viel kleine und verhältnissmässig frisch grüne Hornblendepartikeln und

Kryställchen und sparsam Magnetitkörnchen eingestreut. Die Feldspathkörner erscheinen meist graufaserig und körnig getrübt oder ganz zersetzt; jedoch zeigen sie nicht selten noch fleckweise lebhafte Polarisation. Die Hornblende-Durchschnitte, sechsseitige Querschnitte und Längsschnitte zeigen meist noch lebhaften Dichroismus zwischen gelblichgrün und dunkelgraulich oder bläulichgrün. Sie zeigen zum Theil einen zersetzten Kern bei frischerer Umrandung.

b. Quarzführende Nebenformen des Suldenits.

1. Biotit führender Porphyrit von Pradaccio (Val Forno). Kieselsäuregehalt 58—59. Vorkommen: In Blöcken unter dem Wasserfall von Pradaccio und als Lagermasse oberhalb desselben.

Makroskopische Beschaffenheit. Die lichtgraue Grundmasse tritt fast gegen die Feldspath-Ausscheidungen zurück. Kleine, 0.5—2 Mm. im Durchmesser habende Feldspathkörnchen und Krystalle bilden mit der grauen Grundmasse ein verschwommen körniges Gemenge, aus welchem grössere weisse (4—6 Mm. Durchmesser) Feldspathflecken, zu Säulchen aufgebaute schwarze, sechsseitige Biotittäfelchen und kleine Hornblendekryställchen porphyrisch hervortreten.

Mikroskopische Untersuchung: Die Grundmasse dieses Gesteins besteht aus einem Gemenge von kryptokrystallinischen, etwas Mikrofelsitbasis einschliessenden Partien mit viel mikrokrystallinisch körnigen Bestandtheilen, unter welchen Quarzkörnchen von oft sechsseitigem Durchschnitt überwiegen neben Orthoklas und Plagioklas. Unter den grösseren Einsprenglingen sind Plagioklase mit frischen Polarisationsfarben nicht selten, die grossen Feldspathflecken sind überwiegend Verwachsungen. Unregelmässig partielle, körnigfaserige Trübung ist häufiger als Kerntrübung oder das Auftreten getrübter Zonen. Die grüne Hornblende ist selten in gutausgebildeten prismatischen Quer- oder Längsschnitten vorhanden, jedoch sind die grösseren Schnitte fast immer deutlich, wenn auch nur partiell prismatisch begrenzt, dabei ziemlich frisch und zuweilen als Zwillinge erkennbar. Innerhalb der grösseren Krystallumrisse sind einzelne manchmal ziemlich scharf begrenzte, in eine gelbe, andere in eine lichtgrüne, kaum dichroitische Substanz umwandelt. Die kleinen, im Grundgemenge nicht gerade sparsam verstreuten Hornblendeaggregate sind in verschiedenen Nuancen lichtgrün und nur zum Theil noch deutlich dichroitisch. Ob die daneben vorkommenden bräunlichgelben Partikeln Umwandlungsproducte aus Hornblende oder Glimmer sind, lässt sich nicht entscheiden. Die wellig streifigen Durchschnitte der Glimmersäulchen sind nämlich theilweise gleichfalls umwandelt und zeigen nicht immer den dem Biotit zukommenden starken Dichroismus; sie zeigen nämlich hin und wieder grüne dichroitische Streifen im Wechsel mit bräunlichgelben Lamellen ohne Dichroismus. Ein anderer Durchschnitt wiederum zeigt bei bräunlichgelber Färbung einzelne dunkle, grünliche, lamellare Einschaltungen, welche nicht dichroitisch sind, während die streifige Biotitfläche die Farbe wechselt und dabei chagrinartig rauh oder bei Einstellung auf Dunkel durch lichtgelb bleibende feinste Partikeln punktirt erscheint.

Das Gestein von Pradaccio ist bezüglich der chemischen Zusammensetzung sehr nahe übereinstimmend mit dem alten Porphyrit von Lienz, welchen Doelter als Palaeo-Andesit beschrieb, obwohl es sich petrographisch durch die grösseren, porphyrisch vertheilten Feldspathe und die Grundmasse nicht unerheblich davon unterscheidet.

	Biotitporphyrit Gestein vom Wasserfall bei Pradaccio	Biotitporphyrit Palaeo-Andesit v. Lienz (nach John)	Porphyrit v Kolsaas Norwegen (Kjerulf)
Kieselsäure	58·85	59·95	58·54
Thonerde	18·15	17·35	17·29
Eisenoxyd	4·03	1·44	8·61
Eisenoxydul	4·22	5·59	
Kalk	6·00	6·75	3·04
Magnesia	2·52	2·88	1·82
Kali	2·78	2·08	3·24
Natron	3·01	3·30	3·18
Glühverlust	1·97	1·42	3·23
Summe	101·55	100·76	
Dichte	2·7063	2·7764	

2. Kleinkörniger Porphyrit des Confinale. Vorkommen: In lagerförmigen Massen an der Südseite des Confinale.

Makroskopische Beschaffenheit: Die grauliche, stark zurücktretende Grundmasse bildet mit den mattweissen, selten spiegelnden, 0·5—2 Mm. grossen, überwiegenden Feldspathkörnern ein gleichförmig kleinkörniges Gemenge. Darin sind meist nicht mehr ganz frischglänzende, schwarze, kleine Hornblendesäulchen und Putzen nicht besonders reichlich vertheilt. Ausserdem erscheinen sparsam kleine Quarzkörner und halbumwandelte Biotitblättchen. Ziemlich häufig sind metallglänzende kleine Aggregate von Magnetitkörnern und Krystallen, sowie einzelne Magnetitpunkte.

Eine ganz nahe stehende Abänderung mit etwas reichlicherer Vertretung einer in's Grünliche stechenden Grundmasse ist im Val Cedeh zu beobachten. Dieser Gesteinstypus steht jedenfalls gewissen Porphyriten der vorbeschriebenen dunkelfärbigen Hauptgruppe sehr nahe und kann gewissermassen als ein Mittelglied zwischen den grauen typischen Suldeniten mit reicher hervortretender Hornblende-Ausscheidung und den dunkelblaugrauen Porphyriten angesehen werden.

Mikroskopische Untersuchung: Die Dünnschliffe zeigen ein Grundgemenge, in welchem lichte rundliche und wenig scharf begrenzte, unregelmässige, sowie einzelne vierseitige und sechsseitige Durchschnitte von Körnchen und Krystallen, welche im Dünnschliff mit freiem Auge noch nicht wahrnehmbar sind, mit einer sparsamen, bräunlichgrauen mikro- bis kryptokrystallinischen Grundmasse gleichförmig gemengt sind. Die lichten Durchschnitte zeigen zum Theil lebhafte Polarisation. Dieselben dürften zum Theil Orthoklas, zum Theil Quarz sein. Durch die Grundmasse sind stellenweise ziemlich reichlich Hornblendepartikeln und chloritische Partieen vertheilt.

Die grösseren Hornblendepartieen erscheinen meist in unvollständig ausgebildeten, zerfaserten, prismatischen Durchschnitten oder als faserige Leisten. Sie sind selten vollständig frisch, sondern streifen- oder fleckweise in grüne chloritische oder gelbe epidotische Substanz umwandelt und dann nur mit rückständigen Kernen oder unzusammenhängenden Fragmenten von deutlich dichroitischer Beschaffenheit versehen. Biotit ist sparsam vertreten. In einem grösseren Hornblende-Durchschnitt erscheint er in lamellaren, bräunlichen, streifigen Zwischenlamellen, welche stark dichroitisch sind, während die Hornblende vorwiegend in eine grünlichgelbe Substanz verwandelt wurde. Die grösseren Feldspathe treten nicht scharf aus dem Gemenge heraus und sind meist stark rissig und bräunlichgrau getrübt, so dass nur zerrissene, kleine, frische Fragmente und Körnchen licht bleiben. Dennoch zeigen sie leidlich starke Polarisationsfarben, so dass das Vorhandensein von Plagioklas und von einzelnen (Karlsbader) Orthoklas-Zwillingen zu constatiren ist.

3. Lichtbrauner Quarz-Porphyrit des Suldenferners. Kieselsäuregehalt 60—61. Vorkommen: In vereinzelten Geschiebestücken in der Mitte des Suldenferners.

Makroskopische Beschaffenheit: Die röthlich bis bräunlichgraue Grundmasse ist etwas vorherrschend, reich an feinen Pyritstäubchen und schon unter der Loupe bemerkbaren Quarzkörnchen. Sie bildet mit kleinen mattweissen, hin und wieder frische spiegelnde Flächen zeigenden Feldspathkörnern ein porphyrisch kleinkörniges Gemenge, in dem kleine, noch ziemlich frischglänzend grünlichschwarze, kurze Hornblendesäulchen von 0·5 bis 2 Mm. Dicke eher sparsam als reichlich vertheilt sind.

Mikroskopische Untersuchung: Im Dünnschliff bemerkt man fast schon mit freiem Auge, ganz deutlich aber mit der Loupe, dass das Grundgemenge zum grösseren Theil aus lichten Durchschnitten feinster Quarzkörnchen besteht, welche gleichsam einen Uebergang von mikro-krystallinischer Beschaffenheit zum feinstkörnigen makroskopisch wahrnehmbaren Gefüge bildet. Diese Körnchen erweisen sich unter dem Mikroskop als bedeutend scharfkantiger ausgebildet als im vorgenannten Gestein. Besonders häufig zeigen sie mehr minder regelmässige vierseitige und sechsseitige, zuweilen auch achtseitige Durchschnitte, welche reich sind an Einschlüssen (Mikrolithen und Gasporen) und eine sehr stark wechselnde Polarisation zeigen. Die dazwischen vertheilte kryptokrystallinische Grundmasse tritt sehr zurück und ist noch durch reichlich vertheilte gelbliche und dunkler rothbraune Schüppchen verdeckt, welche die lichten Quarz- und Orthoklasdurchschnitte umgeben. Dieselben sind stellenweise deutlich dichroitisch und dürften vorwiegend Hornblende, zum Theil auch Biotit sein. Die grösseren Hornblende-Einsprenglinge zeigen selten wohlbegrenzte Krystalldurchschnitte und sind theils ziemlich frisch und stark dichroitisch, theils stark umwandelt und durch vielerlei Einschlüsse getrübt. Die darin sowie durch die ganze Masse vertheilten undurchsichtigen bis schwarzen Durchschnitte entsprechen wohl zum grösseren Theil den eingesprengten Pyritkörnchen. Die grösseren Feldspath-Einsprenglinge sind meist stark rissig und durch fasrige Knäule ganz oder fleckweise grau, oft auch zonal kerntrüb. Sie zeigen dabei aber

zumeist deutliche Farbenstreifen, nicht selten auch zonale Structur. Einer der scharfeckigen Quarzdurchschnitte enthält einen Kranz von kleinen Einschlüssen, unter welchen sich auch kleine braune dichroitische Partikeln befinden.

4. Grauer Quarz-Suldenit vom Suldenferner. Kieselsäuregehalt: 61—62%. Vorkommen: Bisher nur in Blöcken beobachtet, wahrscheinlich in lagerförmigen Massen unter dem Ebenwandferner anstehend.

Makroskopische Beschaffenheit: Der äussere Habitus dieser Gesteine hält die Mitte zwischen demjenigen der Suldenite und dem der Seite [23] beschriebenen Dioritporphyre. Die hierher gehörenden Gesteine haben gewöhnlich einen etwas mehr scharfkantig muschligen Bruch, als die normalen Suldenite. Die Grundmasse ist grau oder zeigt einen Stich in's Grünliche und tritt fast gegen die reichliche Feldspathausscheidung zurück. Der Feldspath erscheint in weisslichen, selten glänzende Flächen zeigenden rundlichen Krystallkörnern und kantigen Täfelchen von 1—2 Mm. Durchmesser. Aus dem verschwommen porphyrisch-körnigen Gemenge von Feldspath und Grundmasse treten die schwarzen glänzenden Hornblendekrystalle deutlich, aber in sparsamerer Verbreitung auf, als in dem typischen Suldenit; dieselben sind überdies etwas ungleichförmiger ausgebildet, indem zwischen dünnen, oft unvollkommen ausgebildeten Säulchen von 1·5 bis 6 Mm. Länge, nicht selten Prismendurchschnitte von 2 bis 4 Mm. Breite erschliessen. Mit freiem Auge sieht man Gruppen von feinen Magnetitkörnchen und Krystallen, sowie von Pyrit eingesprengt. Unter der Loupe erkennt man ausser einzelnen Pyrit- und Magnetitkryställchen auch kleine Quarzkörner. An Ausscheidungen bieten die gesammelten Stücke zweierlei. Erstlich kleine dioritische Partieen und zweitens kleine grüne chloritische Knollen. Eine grössere derartige Ausscheidung ist von einem lichteren, aus der Gesteinsmasse ausgeschiedenen Hof umgeben, welcher nur aus weisser Feldspathmasse mit einzelnen Hornblenden besteht und nach innen gelbliche Pistazitkörnchen und Fasern beigemengt enthält. Die darin eingeschlossene grünliche Masse ist schuppig-fasrig und besteht aus lichtgrüner strahliger Hornblende und Chlorit.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt den wesentlichsten Unterschied gegenüber der Zusammensetzung der typischen Suldenite und erklärt den höheren Kieselsäuregehalt. Schon unter der Loupe zeigen die Dünnschliffe das Abweichende in der Beschaffenheit der Grundmasse. Der mikrokrystallinische Theil der Grundmasse besteht aus glashellen, sechsseitigen, achtseitigen und quadratischen sowie unregelmässigen Quarzdurchschnitten. Die ausgeschiedenen zahlreichen Feldspathe, theils Individuen, theils unregelmässige Verwachsungen, haben meist einen opaken Kern und lichte Umrandung. Seltener sind ganz opake und ganz pellucide, häufiger schon solche Feldspäthe, in denen pellucide und trübe Zonen wechseln. Die Neigung zum zonalen Aufbau ist überhaupt sehr häufig. Die Hornblende erscheint im Durchschnitt überwiegend lebhaft grün, seltener gelblich oder bräunlichgrün.

Starke Vergrösserung (Hartnak 240) löst die sparsam zwischen dem feinkörnig scharfkantigen Gemenge von Quarz und Orthoklas vertheilte eigentliche Grundmasse in ein dem krypto-krystallinischen

Bestandtheil der Suldenite entsprechendes, fasrig-körniges Gemenge von Feldspathleistchen mit wenig Mikrofelsitbasis auf. In dieser Grundmasse sind stellenweise ziemlich reichlich kleine grüne Hornblende- und Chloritpartikeln vertheilt und hie und da kranzförmig um die glashellen Durchschnitte geordnet. Die scharfkantigen kleinen Quarzdurchschnitte sind sehr reich an Einschlüssen, unter denen Glasporen vorwiegen. Magnetit ist sparsam nur in grösseren Körnchen vertheilt. Die grösseren Feldspathe sind vorwiegend Plagioklase, theils einfache mit unregelmässig zackig ineinander geschobene Lamellen, theils Verwachsungen. Feine regelmässige Parallelstreifung ist selten. Ausgezeichnet zonale Structur ist bei Orthoklasen wie bei Plagioklasen und frische zonale Umgrenzung auch bei kerntrüben Einzelkrystallen und bei Verwachsungen nicht selten. Die Polarisationsfarben sind durchgehends lebhaft. Die grösseren Hornblenden zeigen seltener gut begrenzte Krystalldurchschnitte, häufiger Verwachsungen unvollständig ausgebildeter Krystalle und prismatische Durchschnitte mit unvollständiger oder verschwommener Umgrenzung. Stellenweise sieht man lamellare Chloritisirung nach den Längsrissen, vollständige Umwandlung der Hornblende in chloritische Substanz, sowie gelbe epidotische Partieen sind seltener. Die meisten Hornblendeausscheidungen zeigen wenigstens partiell noch starken Dichroismus.

Die chemische Analyse ergab für zwei dieser durch die abweichende quarzreiche Grundmasse von der ganzen Gruppe sich etwas stärker entfernenden Gesteine die folgenden Resultate:

	Nr. 1. Brauner Quarzporphyrit v. Suldenferner	Nr. 2. Grauer Quarzporphyrit v. Suldenferner	Porphyrit[1]) v. Mihaleny (nach Seybel)	Amphibolandesit[2]) v. d. Wölkenburg (nach Bischof)
Kieselsäure	60·78	61·80	61·62	62·38
Thonerde	16·90	16·70	18·50	16·88
Eisenoxyd	4·79	3·28	1·01	7·33
Eisenoxydul	4·11	3·89	2·37	
Kalkerde	1·50	6·60	4·45	3·49
Magnesia	2·89	1·87	2·03	0·82
Kali	2·69	2·08	5·37	2·94
Natron	4·01	3·97	3·53	4·42
Glühverlust	2·84	0·09	1·92	0·87
Summe	100·51	100·48	100·80	99·13
Dichte	2·6982	2·7637	—	2·739

Unter den quarzführenden Nebenformen des Suldenites fällt besonders das bräunliche Gestein 4) Seite [85] durch den geringen Kalkgehalt von 1·50 Proc. auf. Die Plagioklase sind daher hier wohl vorwaltend Oligoklas, während bei den übrigen Gesteinen sowohl der körnigen, als der porphyritischen Reihe der Kalkerde-Gehalt sich zwischen 6 und 12 Proc. hält und somit auf ein Vorherrschen von kalkreichen Feldspäthen (Andesin oder Labradorit) schliessen lässt. Der auffallend niedrige Kieselsäuregehalt der grünsteinartigen Abtheilung der Ceve-

[1]) Roth, Beitr. 1869, S. LXX.
[2]) Roth, Gesteins-Analysen 1861. S. 32.

dale-Porphyrite und insbesondere, des typischen Ortlerits, findet jedoch in diesem Umstande allein nicht die genügende Erklärung. Das geringe Percent, mit dem die Hornblende-Einsprenglinge ihrer Sparsamkeit wegen zur Erhöhung des Kieselsäuregehaltes neben der stark vorherrschenden basischen Grundmasse beitragen, kommt dafür gleichfalls in Betracht.

Vorläufig mögen als Schlussresumé[1]) dieses zweiten Beitrags folgende Punkte hervorgehoben werden:

1. Das Cevedalegebiet ist ein Hauptverbreitungsgebiet einer mannigfaltig entwickelten Porphyritreihe, welche geologisch und petrographisch eine Lücke innerhalb der Familie der porphyrisch texturirten vortertiären Plagioklas-Hornblende-Gesteine ausfüllt und somit auch Anhaltspunkte für eine künftige Gliederung dieser Familie bietet.

2. Im Ganzen vertreten die Cevedale-Porphyrite den Nadeldiorittypus und sind daher eher Vorbilder der Propylite als der Hornblende-Andesite. Die graue Abtheilung derselben (Suldenit) steht jedoch, abgesehen von dem Mangel der braunen andesitischen Hornblende chemisch, bezüglich des Habitus und durch die anormalen Ausscheidungen dem Andesittypus und selbst gewissen andesitischen Laven ziemlich nahe. Die grüne Abtheilung (Ortlerit) stimmt mit dem älteren porphyritischen Nadeldiorit von Rohrbach vollständig überein, die dunkelblaugraue Abtheilung repräsentirt mit ihren Biotit führenden Gesteinen eine besondere Modifikation des propylitischen Typus. Chemisch steht besonders der Ortlerit durch den geringen Kieselsäuregehalt weitab von den typischen Propyliten Nordamerikas und Ungarns.

3. Die Cevedale-Porphyrite erscheinen überwiegend als normal eingeschaltete Lagermassen in der zwischen dem Complex der jüngsten Gneissbildungen und den mindestens permischen Grünschiefer und Verrucano-Bildungen entwickelten Schichtenreihe von Quarzphylliten und Bänderkalken und haben daher ein paläolithisches, wenigstens carbonisches, wenn nicht silurisches Alter. Sie sind nach ihrer Lagerungsform, ihren Ausscheidungen und Einschlüssen als Reste von Lavadecken zu betrachten, deren Eruptionsstellen noch nicht entdeckt sind aber wahrscheinlich im Cevedalegebiet selbst liegen.

---

[1]) Eine übersichtliche Zusammenstellung der Schlussfolgerungen, welche sich aus der Untersuchung aller, im Gebiet der dem ersten Beitrag beigegebenen Kartenskizze aufgefundenen Eruptiv- und Massengesteine werden ziehen lassen, ist natürlich erst für den Schlussbeitrag, welcher dem dritten durch eine besondere Gesteinsgruppe charakterisirten District gewidmet sein soll, vorbehalten. Dabei wird sich auch Gelegenheit geben, noch Manches nachzutragen. Insbesondere ist beabsichtigt, eine das tektonische Verhalten und die specielle Lagerungsform der drei Hauptgruppen illustrirende Tafel, eine General-Tabelle der durchgeführten Analysen, sowie einige, gewisse mikroskopische Details illustrirende Zeichnungen dem Schlusscapitel beizugeben. G. St.



Erklärung zu Taf. (III)[1] XII.

Einschlüsse.

Fig. 1. Suldenit mit eingeschlossenem Quarzbrocken im Contact mit Ortlerit; *a*) Suldenit vom Hinteren Grat, Analyse Nr. 4. Seite 79; *b*) Ortlerit, Analyse Nr. 1. Seite 46; *c*) Quarzbrocken mit einzelnen vom Suldenitmagma durchdrungenen Rissen.

Fig. 2 Suldenit *a*) mit kleinem Ortlerit-Einschluss (*b*), im Contact mit einem grösseren Bruchstück von Ortlerit. Hintere Gratspitze. Seite 76.

Fig. 3. Ortlerit mit Feldspath-Einsprenglingen vom Hinteren Grat (*a*) ein geborstenes und verdrücktes Fragment (*b*) von Thonglimmerschiefer einschliessend und theilweise durchdringend. Seite 41.

Fig. 4. Suldenit (*a*), ein flaches Quarzitschiefer-Fragment (*b*) umschliessend. Seite 75 und Analyse Nr. 2. Seite 79. Zwischen Ebenwand und Schaubachhütte.

Fig. 5. Dunkelblaugrauer Porphyrit (*a*) vom Suldenferner, in aphanitischer Ausscheidung (a_1), einen rundlichen Gneissbrocken *b*), einschliessend. Seite 61.

Fig. 6. Dasselbe Gestein mit ähnlicher aphanitischer Ausscheidung und daran angeschweissten glimmerigen Resten (*b*) eines losgelösten phyllitischen Gneisseinschlusses.

[1]) Die Tafelnummerirung III bis VI gilt für die Reihenfolge der Beiträge. Tafel I und II siehe daher Jahrb., 27. Bd., 2. Heft, 1877. Beitrag Nr. I.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 6

Fig. 5

Fig. 4

N. d. Nat. gez. u. lith. v. A. Swoboda

Lith. Anst. v. Appel & Comp. Wien

Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhandlung in Wien





Erklärung zu Taf. (IV) XIII.

Einschlüsse.

Fig. 1. Musterstück eines Suldenites vom Suldenferner mit verschiedenen Einschlüssen und Ausscheidungen. Seite 75. *a*) grauer Suldenit, *b*) Bruchstück einer vor dem Einschluss in das Gesteinsmagma geborstenen, grossen flachen Quarzlinse aus grünlichem Quarzphyllit, — *c*) und *d*) kleine fremdartige, unbestimmbare Gesteinsbrocken, *e*) weisse Feldspath-Ausscheidung mit sparsamen Hornblende-Einsprenglingen.

Fig. 2. Musterstück eines Suldenites vom Hinteren Grat mit grossem Quarzeinschluss: *a*) Verwitterte Suldenitfläche mit zahllosen Eindrücken von ausgefallenen kleinen Hornblendeprismen neben vielen, frisch zurückgebliebenen Krystallen, *b*) eckiger, klüftiger Quarzbrocken mit Ausfüllung der breiteren Spaltenräume durch Gesteinsmagma. Seite 74.

Fig. 3, 4 u. 5. Einschluss eines granatreichen grünlichen Gesteins im grauen Suldenit. Fundort zwischen Schaubachhütte und Ebenwandferner. 3. u. 4. Verschiedene Seiten eines Bruchstückes. 5. Vergrösserung einer kleinen angeschliffenen Grenzpartie. Seite 76.

Fig. 6. Grüner Augit-Ortlerit (*a*) im Contact mit einem grösseren, dunkelblaugrauen blätterigen Calcit einschliessenden Quarzitfragment (*b*), welches wahrscheinlich aus der Grenzschicht einer Kalkeinlagerung im Quarzphyllit stammt. (Fig. 6_1 und 6_2), seitliche Bruchflächen des eingeschlossenen Stückes: (*a*) veränderte zum Theil mit Mineralbestandtheilen des Ortlerites imprägnirte Grenzzonen zwischen dem Quarzit (*b*) und dem Calcit (*c*). Seite 50.

Fig. 1.

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Fig. 5

Fig. 6

Fig. 6₁

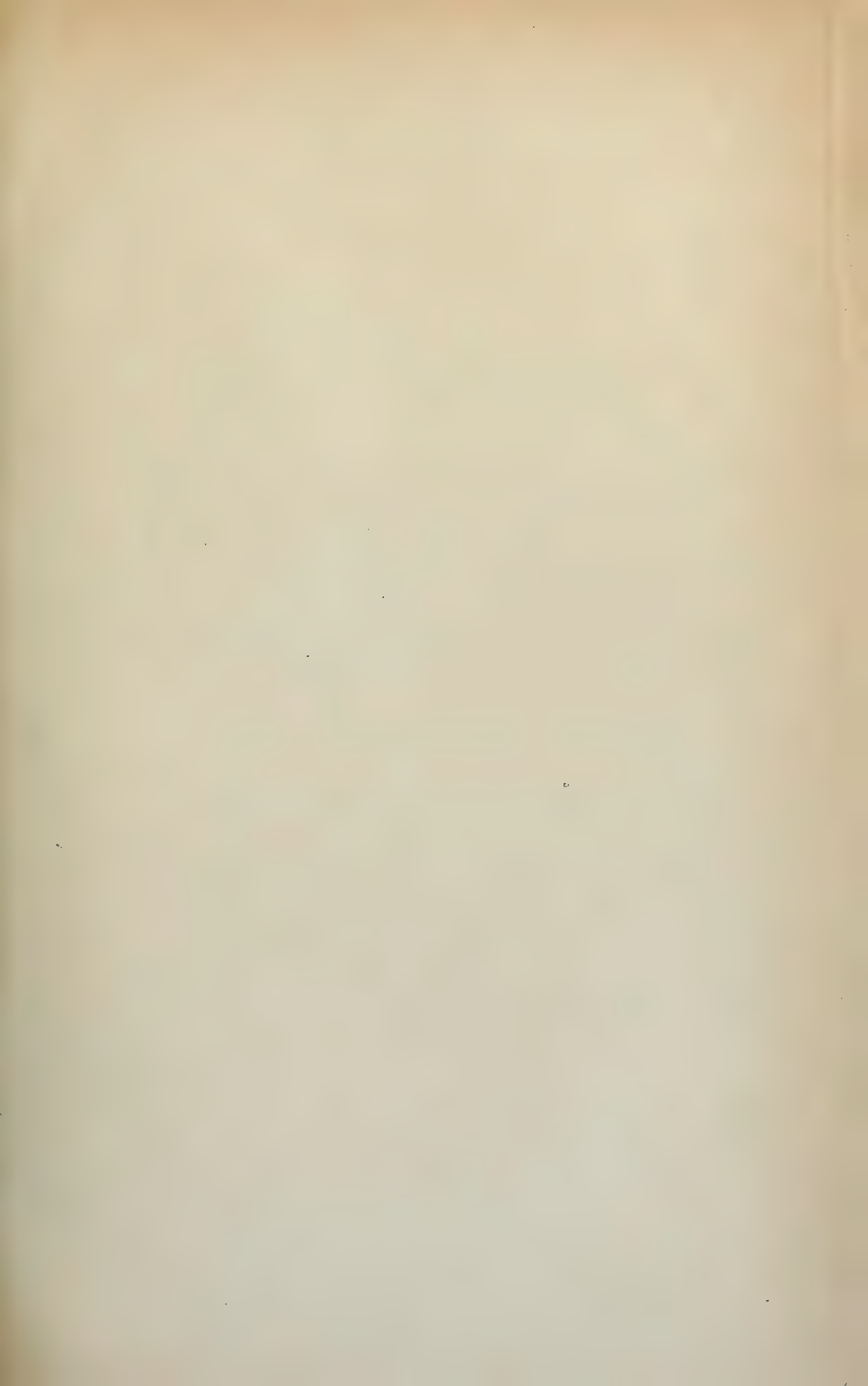
Fig. 6₂

N. d. Nat. gez. u. lith. v. A. Swoboda

Lith. Anst. v. Appel & Comp. Wien

Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhandlung in Wien





Erklärung zu Taf. (V) XIV.

Ausscheidungen und Einschlüsse.

Fig. 1. Musterstück einer einschlussartigen, heterotypischen Ausscheidung (*b*) in Calcitmandeln (*c*) führendem, dunkelblaugrauem Palaeophyrit vom Suldenferner. Aus der bräunlich olivengrünen, feinkörnig augitischen Ausscheidung ragen grössere schwarze Hornblendeprismen in das feste Gestein, — ein deutlicher Beweis dafür, dass der krystallinische Erstarrungsprocess des normalen Gesteinsmagmas wie der anormalen Ausscheidung mit der Krystallisation der Hornblende begann. Fig. 1_1. Rothe Calcitausscheidung mit grünen Chlorit- und Hornblendepartikeln gemengt aus demselben Stück. Seite 60.

Fig. 2. Musterstück einer zonenförmig verschiedenen heterotypischen, einschlussartigen Ausscheidung (*b*), in Verbindung mit Calcit-Ausscheidungen (*c*) — im grauen Suldenit (*a*) aus der Gegend zwischen Schaubachhütte und Ebenwandferner. Fig. 2_1 stellt einen kleinen Abschnitt der Ausscheidung vergrössert dar: *b* randliche dioritische Zone, b_1 grünliche, feinkörnige, augitische Mittelzone mit Calcitkörnern, b_2 röthlichbraune, krystallinisch körnige, halb auskrystallisirte Vesuvianzone in (*c*) übergehend. Seite 72.

Fig. 3. Einschluss eines schwarzgrünen, einzelne Granatkörner führenden, aus Serpentin umgewandelten specksteinartigen Gesteinsfragmentes (*b*) in demselben Suldenit. Seite 76.

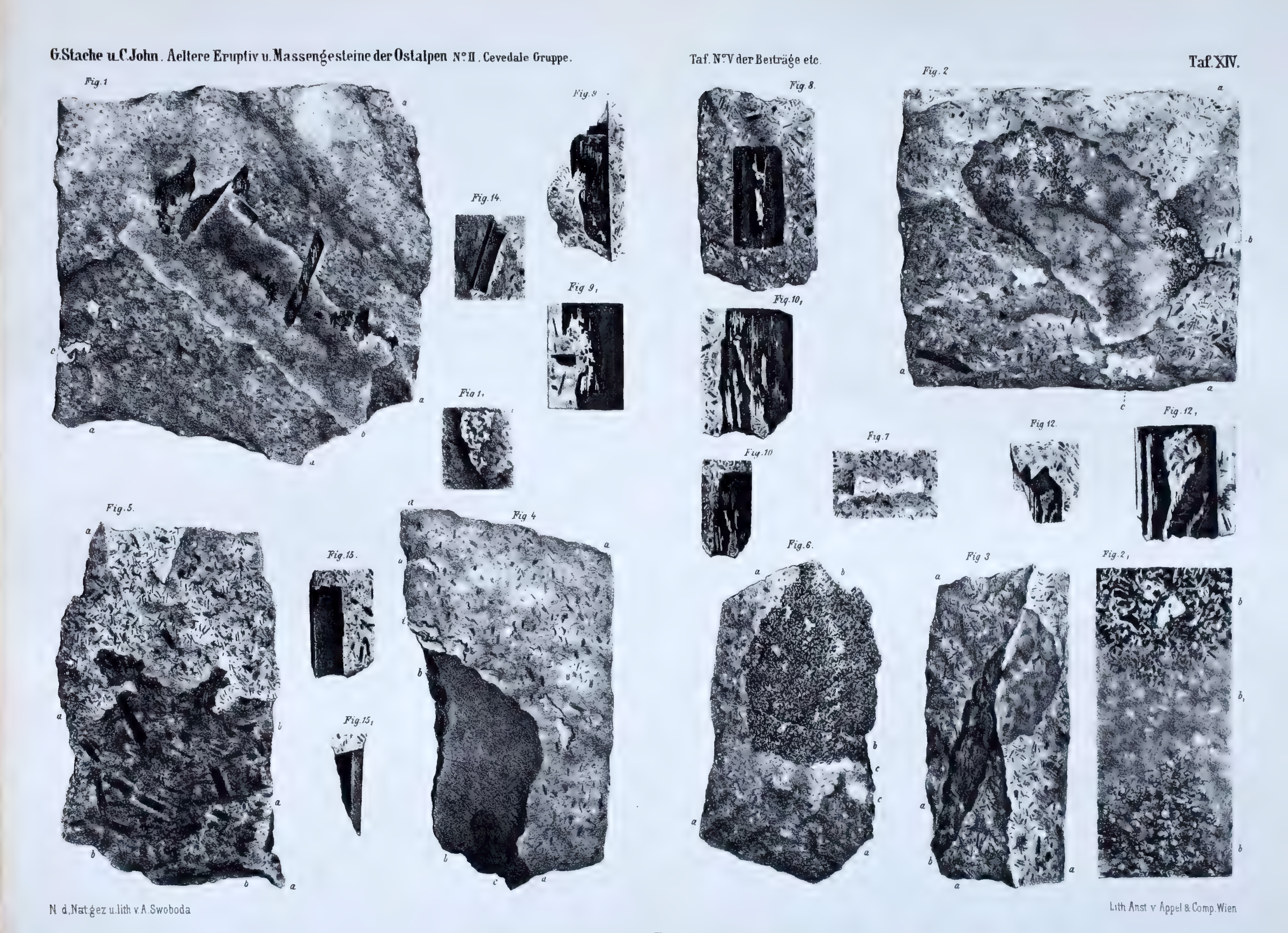
Fig. 4. Einschlussartig begrenzte, feinkörnige augitische Ausscheidung (*b*) mit grossem, in das Gestein ragendem schwarzem Hornblende-Aggregat (*c*) in grünem, an Calcitmandeln (*d*) reichem Augit-Ortlerit (*a*) Seite 49.

Fig. 5. Zackig verzweigte Ausscheidung von grossen schwarzen Hornblendeprismen mit feinkörnig augitischem Zwischenmittel in demselben Gestein. Seite 48.

Fig. 6. Isotypisch - mikromerische Ausscheidung eines nadeldioritischen Gemenges (*b*) in dem Quarzmandeln führenden grauen Suldenit. Seite 83.

Fig. 7. Mit Quarzkryställchen und Calcit ausgefüllte, chalcedonartig umrandete, verzweigte Mandelbildung in demselben Gestein.

Fig. 8—15. Hornblendekrystalle von anormaler Grösse, zum Theil mit Grundmasse-Einschlüssen aus dem grauem Suldenit (von Fig. 2), (9_1, 10_1 und 12_1 Vergrösserungen). Seite 68—69.



N. d. Nat. gez. u. lith. v. A. Swoboda

Lith. Anst. v. Appel & Comp. Wien

Verlag von Alfred Hölder k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhandlung in Wien





Erklärung zu Taf. (VI) XV.

Ausscheidungen.

Fig. 1. Musterstück eines an verschiedenen Ausscheidungen reichen, grünen Augit-Ortlerites (*a*). Darunter befinden sich rundliche Calcitkörner enthaltende augitische grünliche Ausscheidungen (*b*), weisse, gelblichgrünen Epidot und Hornblendekryställchen enthaltende Calcit-Ausscheidungen (*c*) und grössere Aggregate von in verschiedener Richtung verwachsenen Hornblenden (*d*), zum Theil in unmittelbarer Verbindung mit *c*. — (Fig. 1_{1} und 1_{11} sind Vergrösserungen der Epidot und Hornblende einschliessenden Calcitpartien. Seite 49.)

Fig. 2 und 2_{1}. Bruchstücke einer grossen makromerischen dioritischen Ausscheidung (*b*) im grünen Augit-Ortlerit (*a*) vom Suldenferner, in welchem auch rothgefärbte kalkreiche Partieen eingeschlossen sind, welche theilweise (Vergrösserung Fig. 2 *c*) in krystallartig umgrenzter Form erscheinen. Seite 49 bis 50.

Fig. 3. Gewöhnlichste Form isomerischer, dioritischer Ausscheidungen (*b*) in dem grauen Suldenit (*a*). Lokalität zwischen Schaubachhütte und Ebenwandferner. Seite 71.

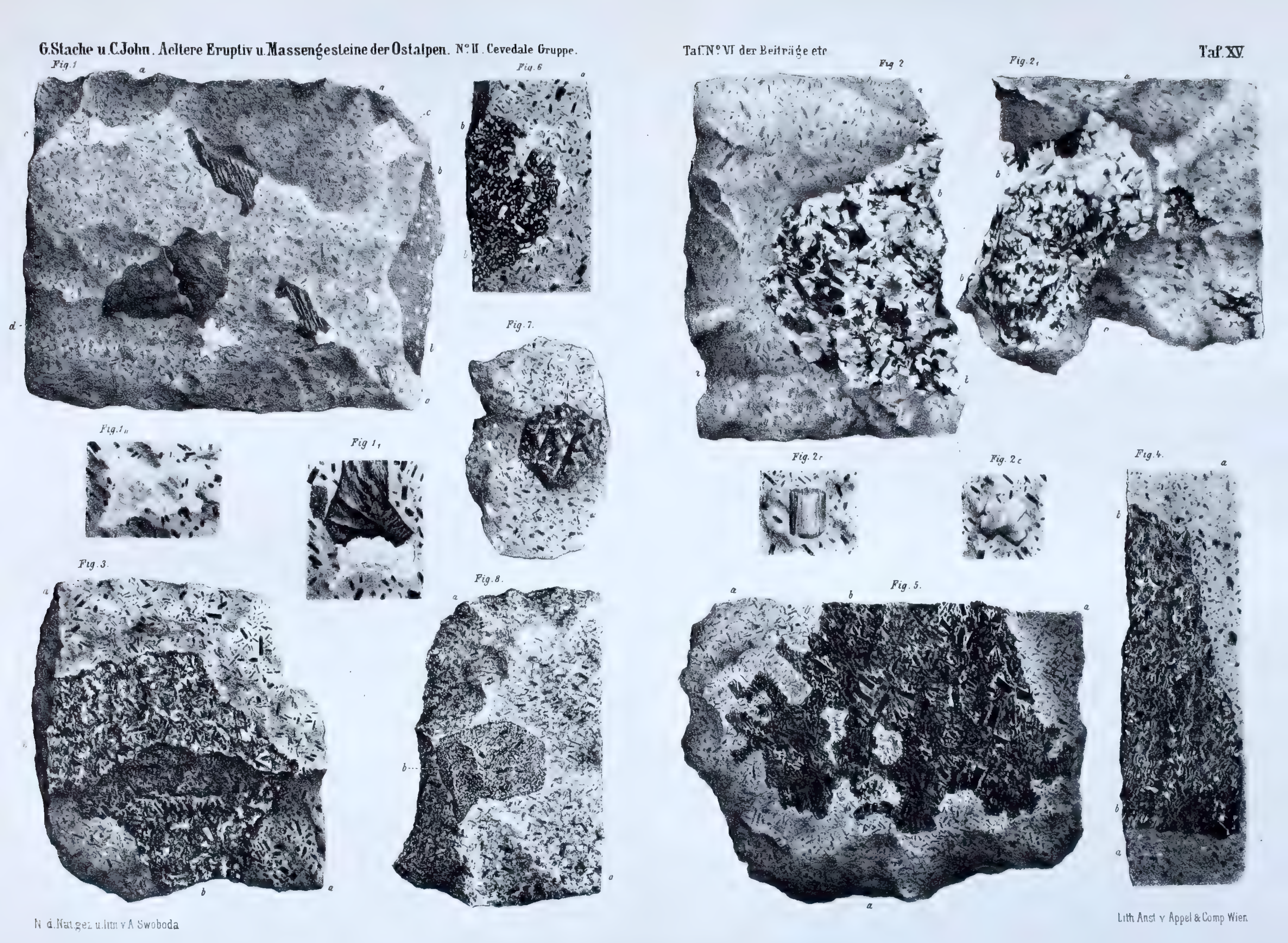
Fig. 4. Einschlussartig scharfbegrenzte, vorwiegend aus Hornblende bestehende Ausscheidung (*b*) im grünen Augit-Ortlerit (*a*) des Suldenferners. Seite 48.

Fig. 5. In die graue Suldenit-Gesteinsmasse (*a*) zackig und verzweigt verlaufende makromerische Hornblende-Ausscheidung (*b*). Seite 70.

Fig. 6. Isomerische Hornblende-Ausscheidung, stellenweise mit Grundmasse und Feldspath gemengt und von Calcitmandeln begrenzt, aus bläulichgrünem Augit-Ortlerit vom Suldenferner. Seite 48.

Fig. 7. Hornblende-Ausscheidung, dioritisch mit fast regelmässig sechsseitiger, scharfer Abgrenzung gegen die umgebende Suldenitmasse. Von ebenda. Seite. 71.

Fig. 8. Verwitterter dioritischer Suldenit (*a*) mit mikromerischer, nadeldioritartiger Ausscheidung. Lagermasse unter dem Wasserfall bei Pradaccio. Seite 83.



Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhandlung in Wien



Verlag von **Alfred Hölder,** k. k. Hof- & Universitäts-Buchhändler in Wien
Rothenthurmstrasse 15.

Inhalt.

Unter der Presse.

1879. XXIX. Band.

JAHRBUCH DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Nr. 3. Juli, August, September.

Druck von J. C. Fischer & Comp. Wien.

Ausgegeben am 31. Oktober 1879.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



JAHRGANG 1879. XXIX. BAND.

NRO. 3. JULI, AUGUST, SEPTEMBER.

Mit Tafel XVI—XVII.



WIEN, 1879.

ALFRED HÖLDER

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER.

Rothenthurmstrasse 15.

Preis pro Band (4 Hefte): 8 fl. — Einzelne Hefte 2 fl. 50 kr. Oe. W.

29. Band. 1879. JAHRBUCH III. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Tektonik der Granitergüsse von Neudeck und Karlsbad und Geschichte des Zinnbergbaues im Erzgebirge.

Studie von **Ed. Reyer.**

Vorwort und Einleitung.

Wie beistehendes Uebersichtskärtchen des Erzgebirges zeigt, streicht in der bezeichneten Gegend eine gewaltige Granitmasse quer über das Erzgebirge.

Wir werden diese scheinbar ungegliederte, plumpe Masse tektonisch gliedern, sie zerlegen in mehrere grosse und viele kleine, dem Baue nach wesentlich verschiedene Theile. Durch diese Untersuchung werden wir aufgeklärt über die Eruptionsformen des Granits.

Diesen ersten Theil meiner Arbeit habe ich gegliedert in mehrere Absätze, in welchen gewisse Gruppen von Erscheinungen besprochen werden, welche mir besonders wichtig vorkommen. Die bedeutende Literatur wurde in gleicher Weise zertheilt und die verschiedenen Thatsachen und Ansichten unter die entsprechenden Gesichtspunkte meiner Arbeit chronologisch geordnet eingereiht.

Dies ist die gewissenhafteste und für den Leser und Nacharbeiter werthvollste Art des Citirens. Doch will ich Niemandem eine derartige Mühe zumuthen, ja ich bin bei dieser zeitraubenden Zusammenstellung so tolerant geworden, dass ich sogar das absichtliche Ignoriren aller Vorarbeiten, wie es bei vielen nichtdeutschen Gelehrten Sitte ist, begreife und billige. In manchen Fällen ist es entschieden besser, man lässt die Vorarbeiten bei Seite und verwendet seine Zeit ausschliesslich zu ursprünglichen Beobachtungen.

Vielleicht werde ich bei späteren Arbeiten selbst diese Methode befolgen. In der vorliegenden Untersuchung konnte und mochte ich aber die Zusammenstellung der historischen Angaben nicht missen. Der Arbeiter selbst und der Leser werden durch derartige Behandlung des Stoffes über den objectiven Werth der einzelnen Arbeiten klar.

Man erkennt, wie jede Untersuchung nur ein Glied einer langen Kette bildet und wie wenig neue Erscheinungen in einem von tüchtigen Fachmännern durchforschten Gebiete zu beobachten bleiben.

Wohl weitaus der grösste Theil der Zeit ging für mich damit auf, die alten Beobachtungen zu bestätigen; nur wenige Stunden der Aufnahmsarbeit brachten neue Thatsachen.

Eine derartige Arbeit hätte sich für mich wie für den Leser recht langweilig gestaltet, wenn nicht ein leitender Gedanke die bereite Menge von alten und neuen Beobachtungen belebt und harmonisirt hätte.

Dieser Grundgedanke betrifft, wie der Titel besagt, den inneren Bau der massigen Ergüsse und wird in dem V. Capitel dieser Arbeit ausgeführt.

Mit dieser Ausführung schliesse ich den ersten tektonischen Theil der Arbeit ab und behandle dann im VI. Capitel die Zinnbergwerke der untersuchten und der benachbarten Gebiete.

Ein Theil der Nachrichten über dieselben stammt aus verschiedenen gedruckten Chroniken, ein anderer aus den Ausbeutebogen des Oberbergamtes Freiberg. Die Geschichte von Platten endlich ist aus dem Manuscript excerpirt, welches auf dem Rathhause dieser Stadt aufbewahrt und noch derzeit fortgeführt wird. Den Gebrauch dieser wichtigen Schriftstücke gestattete mir der als Schriftsteller und Staatsbürger gleich ausgezeichnete Herr Florian Vogel, derzeit Bürgermeister zu Platten. Diesem kenntnissvollen und liebenswürdigen Manne und Herrn Rosenbaum danke ich an dieser Stelle vom Herzen für ihr freundliches Entgegenkommen und ihre Mittheilungen.

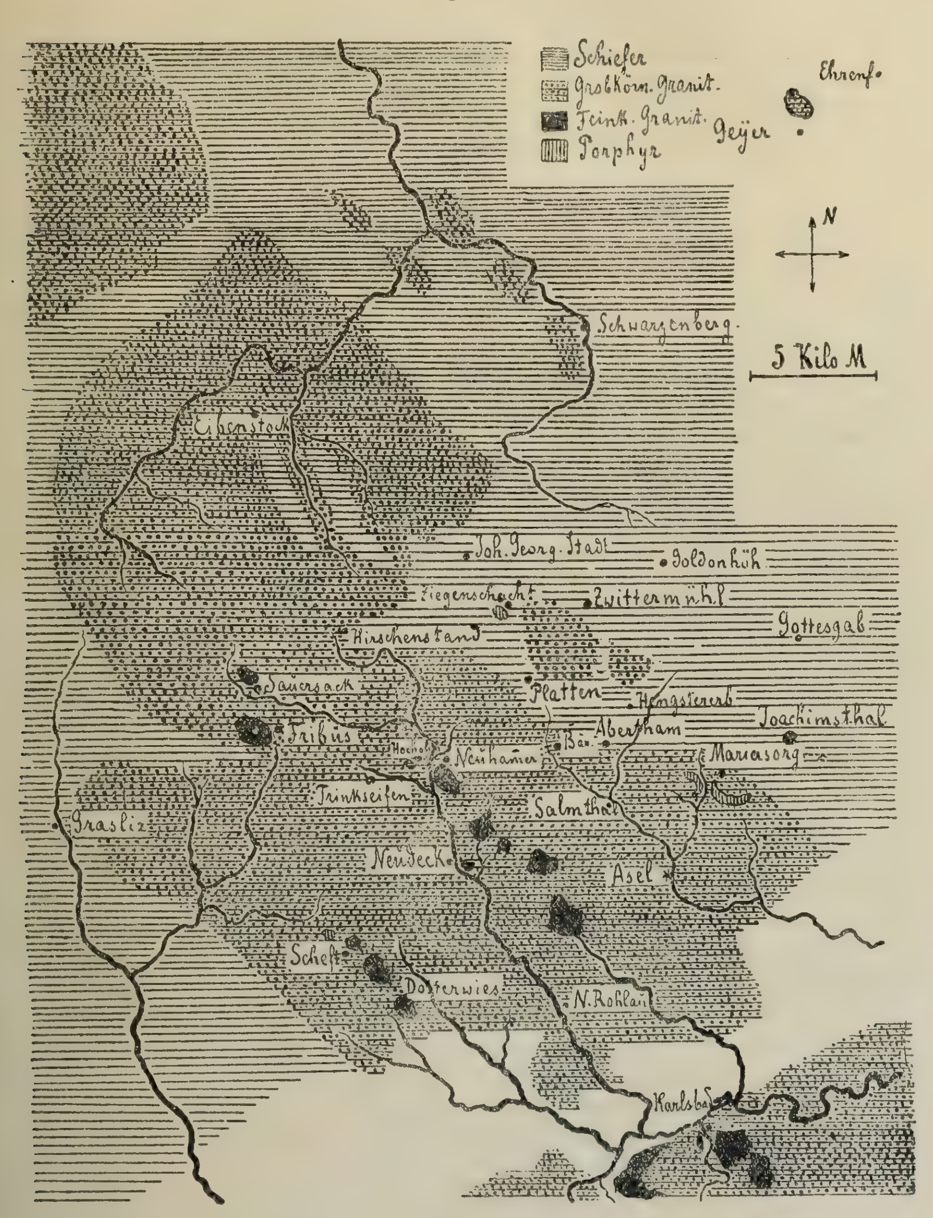
Es wird diese Arbeit, vereint mit der im vorigen Hefte des Jahrbuches veröffentlichten, einen Ueberblick über die Geschichte sämmtlicher wichtiger erzgebirgischer Zinnbaue geben. In späteren Jahren will ich das Thema weiter verfolgen und das spärliche Material, welches sich noch in verschiedenen Bergämtern und Archiven zerstreut findet, verarbeiten.

Es ist bekannt, dass manche Bergämter das ihnen unwichtig erscheinende ältere Material von Zeit zu Zeit vernichten und dass sehr viele Verwüstungen mit Unrecht dem 30jährigen Kriege zugemuthet werden, während sie richtiger einem oder dem andern friedlichen Beamten, welcher für neue Acten nicht mehr Platz hatte, zugeschrieben werden müssen. Deshalb ist es hohe Zeit, diese Daten der nothwendigen Vertilgung zu entreissen.

In nicht allzu ferner Zeit werden die vorliegenden Angaben über Ausbeuten vielleicht die einzige Quelle für die Geschichte des Zinnbergbaues vom Erzgebirge sein. Und mag jetzt auch das Interesse für den ersterbenden Zinnbergbau ein geringes sein, möglich ist es doch, dass in künftiger Zeit dieser Bergbau wieder zu Ehren kommt, und dann werden die hier verzeichneten Nachrichten ihre Dienste thun. Dies ist der Gedanke, dem der zweite Theil dieser Arbeit seine Entstehung verdankt.

Ueber den Bau des Erzgebirges habe ich hier nichts Neues zu sagen. Das Gebirge besteht aus längsfaltigen Schiefermassen, welche

Fig. 1.



gegen Norden sich sanft verflächen, gegen Süden aber ziemlich steil und in einer oder mehreren Terrassen sich gegen die Ebene senken.

Wie im Gebiete Teplitz-Zinnwald wird das Erzgebirge im Süden von einer Ebene begrenzt, in welcher die alten Gesteine des Gebirges versenkt und bedeckt von jüngeren Sedimenten erscheinen, während jenseits der Ebene die Gesteine des Erzgebirges wieder emportauchen. Diese alten Gesteine sind die erwähnten Schiefer und eine Granitmasse, welche quer durch das Erzgebirge verläuft und sich jenseits der Bruchebene wieder fortsetzt. Zunächst haben wir die Verhältnisse der Schiefer zum Granit zu betrachten; dann wenden wir uns zur Untersuchung des Granitgebietes selbst.

I. Capitel.

Das Verhältniss von Granit und Schiefer.

Literatur-Inhalt:

Ferber[1]): Wo der Irrgang durch die Grenze zwischen Granit und Schiefer streicht, beobachtet man meist, dass der Granit das Liegende, der Schiefer das Hangende des Ganges bildet, dass also der Schiefer auf dem Granite ruht.

Paulus[2]): Der Schiefer von Abertham und Joachimsthal streicht mit dem Gebirge ONO und fällt NNW. Als man den bei Abertham um hora 5 streichenden und 75° nördlich fallenden Mathesigang in die Tiefe verfolgte, fand man, dass der Schiefer concordant mit nördlichem Fallen auf dem Granit aufliegt.

Oehlschlägel weist nach, dass der Granit an der Grenze gegen den Schiefer im Allgemeinen steil unter den letzteren einfällt. Er und Freiesleben weisen zuerst die „Schieferinseln“ im Gebiete des Eibenstocker-Granites nach. [3])

Naumann[4]): Durch Bergbau wurde mehrfach nachgewiesen, dass der Schiefer über dem Granit gelagert ist. Die „Schieferinseln“ werden von N. als Reste einer ehemals weit allgemeineren Schieferbedeckung aufgefasst.

Köhler[5]): Der Granit von Wiesenbad bildet eine Kuppe und wird vom Gneiss concordant und mantelförmig überlagert. Einige Apophysen des Granites setzen durch den Gneiss auf.

Naumann[6]): Die Granitmassen von Eibenstock erscheinen nicht regelmässig umhüllt von Schiefer, sondern es erweist sich das Streichen des Schiefers als ein selbstständiges [7]), indem nicht selten ein Abstossen des Schiefers am Granit stattfindet. In anderen Fällen dagegen beob-

---

[1]) Ferber: Mineral. Geogr. 1774, p. 97.
[2]) Paulus: Joachimsthal 1820, p. 29.
[3]) Naumann: Erläuterungen 1838, II, p. 134 und 140.
[4]) „ „ II, p. 142.
[5]) „ „ 1838, II, p. 87.
[6]) „ „ II, p. 134, 139, 151 und 165.
[7]) Hieraus schliesst der Autor, der Granit habe in diesen Fällen die Lagerung des Schiefers nicht gestört (vgl. Naumann: Geol. 1854, II, p. 239). In andern Fällen scheint es ihm allerdings offenbar, dass der Schiefer durch die kuppenförmig aufsteigenden typhonischen Granitmassen aufgetrieben worden sei. Ich kann dieser Auffassung nicht beistimmen.

achtet man im unmittelbaren Contacte eine Concordanz. Die Oberfläche des Granits erscheint oft buckelig oder treppenförmig.

In diesen Fällen schmiegt sich der Schiefer den flachen Partien an, während er an den steileren Treppenabsätzen abstosst, wie Freiesleben im Rauglücker-Stollen bei Aue nachgewiesen (das. p. 139, 142, 151 und 165).

Oppe[1]: Die Schieferpartie vom Auersberg bei Eibenstock, in welcher viele Zinngänge aufsetzen, wurde durch den Bergbau durchsunken und man erreichte in 40 Klftr. Tiefe den Granit. In diesem erwies sich die Erzführung sehr schwach. —

Erwähnenswerth ist an diesem Orte noch die Erscheinung von Granitapophysen in dem Schiefer. Zuerst wurden derartige Granitgänge von Saussure beobachtet[2], aber erst Hutton wusste die Erscheinung zu deuten. Im Erzgebirge haben Charpentier und Freiesleben zuerst Granitgänge in den Schieferinseln und in der Nähe aller grösseren Granitmassen nachgewiesen. Naumann meint, diese Gänge seien Apophysen, welche von dem Granit in den um- und auflagernden Schiefer ausgesandt worden seien.[3]

In unserem speciellen Aufnahmegebiete wurden über das Verhältniss von Schiefer und Granit folgende Beobachtungen gemacht:

E. Reuss und Jokely[4] verfolgen das Streichen des Schiefers und finden dasselbe übereinstimmend mit der Längserstreckung des Erzgebirges. Bei Gossengrün, Neugrün und Hartenberg weisen diese Autoren eine Antiklinale in dem Schiefer nach. Jokely meint, dieser Sattel sei veranlasst vom Granit, welcher hier unter dem Schiefer hinstreiche. Ueberhaupt meint er (p. 17), der Schiefer sei durch den Granit aufgerichtet worden, und erklärt hieraus die Thatsache, dass die ostwestliche Streichungsrichtung der Schiefer in der Nähe der Granitmassen sich diesen accommodirt. Ein derartiges Anschmiegen wurde von ihm beobachtet bei Bäringen und Pfaffengrün, wo der Schiefer vom Granite wegfällt, also denselben überlagert. Im Gegensatze zu dieser Erscheinung stösst der Schiefer im Norden von Bäringen und bei den Wolfberghäusern am Granite ab; weiterhin aber bei Pechöfen und Breitenstein streicht er parallel der Granitgrenze und fällt von dem Granite, welchen er also überlagert, weg (p. 18 und 21 das.).

Laube[5]: Der Granit wird im Allgemeinen vom Schiefer wie ein Kern von einer Schale umgeben. Man sieht die normal gegen N. fallenden Schichten sich allmälig in eine Richtung drehen, deren Streichen der Grenze des Granites endlich ganz conform wird. Nur zwischen Bäringen und Platten beobachtet man eine Streichungsrichtung des Glimmerschiefers senkrecht gegen den Granit. Dass das Streichen und Fallen des Schiefers in der Nähe des Granits sich wesentlich ändern kann, zeigen die Verhältnisse, welche man im Blasius-

---

[1]) Im II. Bd. v. Cotta's Gangstudien 1852, p. 193.
[2]) Saussure: Voyage 1776, II. §. 601.
[3]) Naumann: Erläut. II, p. 143.
[4]) Jokely: Jahrb. d. Reichsanst. Jahrgg. 1857, p. 15.
[5]) Laube: Archiv d. naturwiss. Landesdurchforschg. v. Böhmen, III. Bd., II. Abth., 3. Hft., 1876. p. 101, 102 und 135.

Stollen bei Hengstererben beobachtet. Einige hundert Klafter vom Granit entfernt fällt der Schiefer noch gegen denselben ein. In nächster Nähe an der Granitgrenze aber dreht sich das Fallen und wird entgegengesetzt, so dass es jetzt mit der Granitgrenze harmonirt.

Wie hier der Schiefer von der Granitmasse wegfällt, also die letztere überlagert, so beobachtet man auch bei Heinrichgrün und bei Graslitz ein Abfallen des Schiefers von den Granitmassen.

Das besagte Anschmiegen des Schiefers an die Granitmassen erklärt Laube im Anschlusse an Naumann, indem er den Granit als das jüngere, stockförmig aufsetzende und auftreibende Glied erklärt. Hierfür sprechen die Schiefereinschlüsse im grobkörnigen Granite vom Aschberg.

Ich füge Folgendes hinzu:

1. Auf dem Fahrwege, der von Pechbach über das Gehänge des Glasberges nach Graslitz hinabführt, überschreitet man zunächst die Granitmasse des Glasberges, dann aber folgt Schiefer bis hinab in das weite Thal von Graslitz. An zahlreichen Punkten beobachtet man ein Fallen des Schiefers W und WSW 15—30, selbst 45°, also gleichsinnig mit dem Gehänge des Berges. Da der Abhang ein geringeres durchschnittliches Gefälle als der Schiefer hat, ist es wohl möglich, dass hier der Granit unter den Schiefer einfällt, von ihm bedeckt wird.

Ein gleiches Wegfallen des Schiefers vom Granit mit 50—60° in der Richtung NNO beobachtet man beim Aufsteigen von der Modesmühle zur Aberthamer Kirche. Directe Beweise fehlen aber hier wie an den meisten Punkten.

2. Die bergige Granitmasse zwischen Neuhammer und Trinkseifen wird bei den Lehnerstauden von einer Schieferscholle bedeckt. Sehr eigenthümlich ist in dieser Gegend die Oberfläche der Granitmassen. Man schreitet hier über ein buckeliges Hochplateau mit dürrer Haidevegetation. Der Granit ist allerwärts grusig verwittert und in flache Bänke abgesondert, welche sich ebenso wellen, wie die Oberfläche des Bodens. Da und dort zieht sich ein Band frischen feinkörnigen Granits durch die grobbankigen Massen. Es macht den Eindruck, als ob man hier auf der ursprünglichen Oberfläche der Granitergüsse stünde, und lebhaft wurde ich erinnert an die weite grusige und flachhöckerige Oberfläche der Trachytströme von Zovon in den Euganeischen Bergen bei Padua. Die Schieferscholle, welche auf einem Theile der so beschaffenen Granitmassen aufliegt, gehört nach meiner Ansicht einer ehemals allgemeinen Schieferbedeckung des Granitergusses an. Ihre Anwesenheit an diesem Orte beweist demnach wohl, dass die benachbarte Granitoberfläche seit nicht gar langer Zeit von dieser allgemeinen Bedeckung entblösst worden. Es ist demnach nicht wunderbar, wenn wir hier in der That die ursprüngliche Oberfläche des Granitergusses noch intact erblicken.

Dass die Plattung des Granits dieselbe Wellung zeigt, wie die Oberfläche des Stromes, spricht dafür, dass diese Textur hier ursprünglich, d. h. durch den Act des Ergusses selbst bedingt sei. Wir werden bei Untersuchung des Kalvarienberges von Neudeck Verhältnisse kennen lernen, welche diese Annahme wesentlich stützen (Cap. V).

Leider ist die directe Auflagerung der Schieferschollen nirgends entblösst. Aus den herumliegenden Schiefertrümmern, welche nicht selten von Granitadern durchflochten sind, lässt sich aber entnehmen, dass die unterlagernde Granitmasse an diesem Orte mit Apophysen in den Schiefer eingegriffen hat.

3. Südlich vom Kloster Mariasorg kommt eine kleine Schieferpartie mitten im Granitgebirge vor. Auch diese scheint mir eine Scholle zu sein.

4. Gehört unter diesen Gesichtspunkt die Ueberlagerung des Porphyrs vom Ziegenschacht durch Schiefer, welche im beistehenden Karten- und Profilbilde vorgeführt wird.

Fig. 2.



Der Abbau ging, wie man aus den intact gebliebenen Felsmassen schliessen kann, nach mehreren Imprägnationsklüften, welche im Porphyr aufsetzen, in der Richtung WNW und W. Bei N wurden zwei Westklüfte abgebaut, wie die zwei parallelen Schluchten zeigen. Der südliche dieser Abbaue führt, wie aus dem Profil ersichtlich, zu einem Schachte. Hier ging der Tagbau in die Tiefe. Steht man in besagter „Klamm“ an der nördlichen Schluchtwand (r im Profil), so bemerkt man folgende Erscheinung: Ein bis zwei Klafter hoch steht der Porphyr an. Seine Oberfläche neigt sich sanft gegen Ost. Ueber derselben folgt eine schwache Lage eines grünlichschwarzen, aphanitischen, sehr zähen und ungeschichteten Porphyrtuffes. Dieses Gestein nimmt in den höheren Lagen eine schwache Schichtung an und geht in einen schwarzen festen Schiefer über. Der Uebergang und die petrographische Aehnlichkeit zwischen beiden Gesteinen zeigt an, dass der Schiefer aus dem besagten sedimentirten Tuffmaterial aufgebaut ist. In den höheren Horizonten verliert der Schiefer aber die Aehnlichkeit mit den Tuffen ganz, indem er in einen von Quarzadern durchflochtenen Glimmerschiefer übergeht.

Es befremdet wohl, dass ich dieses Bild hier eingereiht habe, wo doch im Uebrigen nur die Beziehung des Granits zum Schiefer besprochen wurde. Ich muss, um mein Vorgehen zu rechtfertigen, eine spätere Ausführung anticipiren und sagen, dass in dem Granite dieser Gegend Porphyrmassen vorkommen, welche durch Uebergänge mit dem Granit verbunden, also syngenetisch sind. Eine derartige Porphyrfacies haben wir an der eben besprochenen Stelle vor uns. Diese porphyrische, nach meiner Ansicht aber mit dem Granite gleichalterige

Ergussmasse ist bedeckt von Tuffen, welche gegen oben allmälig in Schiefer übergehen. Die letzteren sind concordant aufgelagert. Die petrographischen Beziehungen und die Uebergänge dieser Gebilde scheinen mir nun, wie gesagt, anzuzeigen, dass die Ergüsse sowohl, als die Tuffe und die Schiefer Glieder eines continuirlichen Processes sind. Die submarinen Ergüsse wurden von den zugehörigen Tuffen bedeckt und diese gaben zum Theil das Material für die zeitlich und räumlich sich anschliessenden schieferigen Sedimente ab.

Ueberblicken wir nun diese von meinen Vorgängern und mir bezüglich des Verhältnisses zwischen Granit und Schiefer festgestellten Thatsachen, so erhalten wir folgendes Bild:

1. Die Granitmassen sind an manchen Orten nachweislich sowohl unterlagert wie überlagert von Schiefer — an andern Orten ist allerdings die Schieferbedeckung durch Erosion zum Theil oder ganz entfernt.

2. Die Schiefer sind ohne Rücksicht auf die Graniteinschaltungen gefaltet im Sinne der Gebirgsbewegung.

3. Nur wo die Schiefer unmittelbar an den Granit herantreten, ändert sich das Streichen und Fallen der ersteren und zwar zeigen sich an den Orten der Berührung zwei einander widersprechende Phänomene.

a) Man beobachtet an vielen Stellen ein concordantes Anschmiegen der Schiefer an die wie immer gestaltete Oberfläche des Granits.

b) Oertlich stossen die Schiefer an den Granitmassen ab.

4. Die Granitmassen senden nicht selten in die überlagernden Schiefer Apophysen.

Ich beschränke mich in dieser Arbeit auf die Zusammenstellung dieser Thatsachen. Die Harmonisirung derselben bleibt der nächsten Publication vorbehalten, weil die Aufschlüsse im vorliegenden Gebiete nicht genügen zu einer zwingenden Beweisführung. Nur das Eine sei erwähnt, dass die angedeuteten Erscheinungen nicht coordinirt sein können, und dass man zu einer Lösung der scheinbaren Widersprüche nur gelangen kann, wenn man die ursprüngliche Form der Ablagerung streng unterscheidet von den secundären Umänderungen.

II. Capitel.

Die Granitarten unseres Gebietes.

Literatur-Inhalt:

v. Buch[1]) unterscheidet zuerst zwischen dem fein- und dem grobkörnigen Granit bei Karlsbad.

v. Hoff[2]) schliesst sich dieser Unterscheidung an und beide Autoren glauben nachweisen zu können, dass diese verschiedenen Granite an verschiedene Niveaus gebunden seien, dass die eine Art die Thäler, die andere die Berggipfel beherrsche.

---

[1]) v. Buch, Bergmänn. Journ. 1792, pag. 383.
[2]) v. Hoff: Karlsbad 1825, pag. 4.

Paulus[1]) unterscheidet gemeinen grobkörnigen Granit und ebenso beschaffenen, durch Einlagerung grösserer Feldspathe porphyrartigen Granit. In dem grobkörnigen Gestein kommen kleine Massen kleinkörnigen Granites vor.

Gerhard und nach ihm v. Warnsdorf[2]) bemerken, dass die grobkörnigen Granite mit eingestreuten grösseren Feldspathen wesentlich andere Verwitterungsformen haben als die feinkörnigen, dass beide Gesteinsarten also schon auf grössere Entfernung leicht unterschieden werden können.

Der grobkörnige Granit weist wollsackförmige Verwitterungsformen auf (Gerhard). Im Karlsbader Gebiete ist er grosskubisch zerklüftet, insbesonders nach hora 2 und 8[3]), und diese Klüftungsstücke zeichnen sich durch starke Abrundung der Kanten aus. Der feinkörnige Granit hingegen, welcher sich durch eine scheinbare homogene Grundmasse und Schörlbeimengung auszeichnet, ist meist in dünne Platten abgesondert. Der erstere Granit ist leichter verwitterbar und zerfällt zu grobem Grus; der letztere widersteht hartnäckig und weist überall scharfe Klüftungsflächen und Kanten auf. (Warnsdorf cit.)

Jantsch[4]): Der feinkörnige Granit zeichnet sich vor dem grobkörnigen durch Quarzreichthum, Turmalin- und Zinnführung aus.

Eine eingehendere Untersuchung der Granit-Varietäten verdanken wir v. Hochstetter. Dieser unterscheidet zwei Hauptgruppen: den Gebirgsgranit und den Zinngranit. Der erstere ist entweder grobkörnig oder grobkörnig-porphyrisch; der letztere ist entweder feinkörnig oder ebenfalls porphyrartig. Ausserdem treten untergeordnete Massen von Nester-Granit auf. Zwei Varietäten desselben sind besonders hervorzuheben: der graue Granit und der dioritartige Granit. Endlich unterscheidet von Hochstetter klein- und grobkörnigen Ganggranit.

Für die Umgebung von Karlsbad führt der Autor drei Localnamen ein: Hirschensprung-Granit, Karlsbader Granit und Kreuzberg-Granit.

Jokèly's petrographische Eintheilung der Granitarten schliesst sich im Wesentlichen der eben mitgetheilten an[5]). Nach ihm ist der Zinngranit in der Regel feinkörnig; nur selten wird er durch eingestreute grössere Orthoklase porphyrartig. Er zeichnet sich, wie der Name sagt, durch Zinnerzführung aus und unterscheidet sich ausserdem von dem grobkörnigen Granit durch accessorisch auftretenden Lithion-Glimmer.

Laube[6]) führt statt des Namens: Zinngranit, das Wort „Erzgebirggranit" ein, während er den gemeinen Granit als Gebirgsgranit bezeichnet. Er betont sehr richtig, dass die Unterschiede dieser beiden Granitarten nicht allzu gross sind, indem in beiden Fällen Quarz und Orthoklas reichlich vorhanden sind, während Plagioklas nur untergeordnet auftritt. Die Varietäten, welche fast gar keinen Plagioklas führen,

---

[1]) Paulus: Joachimsthal 1820, pag. 35.
[2]) Jahrb. Mineral. 1846, pag. 389 ff.
[3]) v. Warnsdorf führt die auffallenden Krümmungen der Tepelschlucht auf diese Zerklüftungsrichtung zurück.
[4]) Jantsch, Jahrb. d. Reichsanst. 1853, pag. 191.
[5]) Jokèly, Jahrb. d. Reichsanst. 1856 pag. 167 und 1857, pag. 7.
[6]) Laube. A. a. O. pag. 21.

umfasst der Name Gebirgsgranit, während der Erzgebirgsgranit sich durch einen etwas höheren Gehalt an Plagioklas auszeichnet.

Ich habe bezüglich der Eintheilung der Granite unseres Gebietes Folgendes zu bemerken:

Die Petrographie hat bereits eine grosse Reihe von Gattungs- und Artnamen geschaffen; leider weichen die Begriffe, welche die verschiedenen Autoren mit den angewendeten Worten verbinden, oft stark von einander ab, so dass es in manchen Fällen fast nöthig wäre, zu dem Gesteinsnamen jedesmal dazu zu schreiben, auf welche Definition und auf welchen Autor man sich beziehen will.

Das gibt schon Arbeit genug. Will man diese reiche und schwankende Reihe von Gattungsnamen nun auch durch Localnamen vermehren? — Nein — ich glaube, das ist weder barmherzig, noch nöthig.

Die sedimentären Gebilde mit ihren organischen Einschlüssen verlangen allerdings Localgeschichten und Localnamen; sie sind örtlich und zeitlich wesentlich verschieden. Die anorganischen Gebilde aber gleichen einander bis auf gewisse Einzelnheiten, mögen sie auch örtlich und zeitlich weit auseinander liegen.

Und gar in unserem Gebiete liegt nach meiner Meinung kein Grund zu einer petrographischen Scheidung vor, denn die mineralogischen Unterschiede sind gar zu geringfügig: viel Quarz und Orthoklas findet sich in allen Graniten unseres Gebietes; die geringen Schwankungen im Plagioklasgehalte können keine Namensonderung bedingen[1]).

Einen Grund muss es aber doch haben, dass die verschiedenen Forscher, welche in unserem Gebiete Aufnahmen durchgeführt haben, immer und immer wieder auf einer deutlichen Gliederung der Granite bestehen, und dieser Grund scheint mir nicht schwer zu errathen.

Dem Petrographen genügt es mit Recht, die bezeichneten Gesteinsarten unter den wohldefinirten Begriff „Granit“ zu subsumiren; der Geologe aber steht auf einem andern Standpunkte. Er will das Gebiet verstehen und muss es zu diesem Zwecke gliedern. Das kann er aber nur erreichen, er kann die Monotonie nur brechen, wenn er eben auf feine Unterschiede sein Augenmerk richtet.

Und dieser Standpunkt ist nach meiner Ansicht ganz berechtigt. Wir wollen keine Granitarten für den Petrographen schaffen, weil wir dazu keine genügende Veranlassung haben. Wir müssen aber wohl die feineren Unterschiede berücksichtigen, weil wir sonst unmöglich zu einem geologischen Verständniss des Gebietes gelangen können. Zu diesem Zwecke aber scheint es mir nothwendig und genügend, die Unterschiede der Textur in's Auge zu fassen; denn diese sind leicht verfolgbar und demnach geeignet zur kartographischen Einzeichnung, während die mineralogischen Unterschiede sowohl unbedeutend als auch nicht augenfällig sind. Was aber nicht augenfällig ist, das kann bei einer geologischen Aufnahme nicht berücksichtigt werden, denn einige Stichproben können unmöglich zu einem geologischen Verständnisse,

---

[1]) Scheerer hat die chemische Uebereinstimmung, ja Identität zwischen fein- und grobkörnigen Graniten unseres Gebietes nachgewiesen. Berg- und Hütten-Zeitung 1864, pag. 414.

sondern nur zu werthlosen Conjecturen führen; eine optische Detailuntersuchung jedes anstehenden Felsens aber kann dem Geologen nicht zugemuthet werden.

Beschränken wir uns nun auf die Texturunterschiede, so haben wir zu unterscheiden: grobkörnigen und feinkörnigen Granit mit oder ohne eingestreute Orthoklaskrystalle[1]).

Die Einstreulinge sind nun, wie es scheint, im Allgemeinen sowohl örtlich als auch der Zahl nach ganz regellos vertheilt, so dass sie für unsere tektonische Aufgabe durchaus nicht verwendbar erscheinen. Und so bleibt uns denn nichts übrig, als die alte Unterscheidung zwischen grob- und feinkörnigem Granit. Diese ist leicht durchzuführen, denn die Grenzen verlaufen gerade zwischen diesen beiden Varietäten im Allgemeinen ziemlich scharf, und wie wir sehen werden, genügt die besagte Unterscheidung auch vollkommen zur Lösung unserer tektonischen Fragen.

Ueberdies wird durch Einzeichnung des feinkörnigen Granites auch eine für den Montanisten nicht unwichtige Thatsache zum Ausdrucke gebracht, indem die Zinnklüfte meist nur im feinkörnigen Granite in abbauwürdiger Weise mit Erz imprägnirt sind.

III. Capitel.

Die räumliche Vertheilung der Granitarten.

Unter diesen Gesichtspunkt fallen drei wichtige Erscheinungen:

A) Die flächige Anordnung der mineralogischen Bestandtheile des Granites, die Gare (Filo maëstro) und die bankförmige Klüftung desselben.

B) Die Granitschlieren, welche entweder Gang- oder lagenweise auftreten.

C) Die Apophysen, welche von einer grösseren Granitmasse abzweigen.

Nach diesen drei Gesichtspunkten habe ich die Literatur zertheilt und chronologisch geordnet:

A) Parallelismus der Glimmerblättchen oder der Feldspathe im Granite wurde schon von De Luc (Travels) und Dolomieu[2]) beobachtet.

Naumann erwähnt einschlägige Erfahrungen, erinnert daran, dass auch in vielen Laven parallele Anordnung der Bestandtheile zu beobachten sei und spricht die Vermuthung aus, diese Lagerung möchte durch die strömende Bewegung in den Laven verursacht worden sein[3]).

Unter diesen Gesichtspunkt scheint mir ferner eine den Steinmetzen wohlbekannte Erscheinung zu fallen, nämlich die Gare des

[1]) Ich kann die Ausdrücke „porphyrartiger Granit“ oder „Granitporphyr“ nicht billigen, weil eine porphyrische Textur im Sinne der modernen Petrographie in diesem Falle nicht existirt. Nur der Laie kann einen Granit mit eingestreutem Orthoklas für etwas dem Porphyr ähnliches erklären.

[2]) Dolomieu: Journal des mines VII, pag. 426.

[3]) Naumann: Geol. 1850, I, pag. 469, II, pag. 206.

Granits. Diese besteht in einer leichten Spaltbarkeit des Granits nach einer bestimmten Fläche. Rechtwinklig gegen diese Fläche ist der Granit ausserordentlich schwer abzunutzen.

Charpentier[1]) und nach ihm Pötsch[2]) haben zuerst die Aufmerksamkeit der Geologen auf die Gare gerichtet.

Ferner haben Sedgwick[3]) und G. v. Rath[4]) diese merkwürdige Erscheinung besprochen.

Da die Gare nicht durch Klüftung bedingt ist, kann sie nur aus einer innern Structurverschiedenheit, schlierenweisen Differenzen des Granitmagma erklärt werden: Wenn eine etwas schlierige Granitmasse zum Ergusse kommt, müssen, wie wir später sehen werden, die Schlieren in Folge der seitlichen Ergussbewegung zu Blättern ausgezogen werden, und es ist wohl begreiflich, dass die erstarrten Massen nach diesen Blättern leichter spaltbar sind, als in einer entgegengesetzten Richtung.

Endlich gehört in diese Rubrik die primäre bankförmige Klüftung der Granitmassen. Hierüber berichten Saussure[5]), Charpentier[6]), Gruber[7]), De Luc[8]), Schubert[9]), Pötsch[10]), Blöde[11]), De la Beche[12]), Naumann[13]) etc.

Die Deutung, welche der Klüftung im Granit gegeben wird, weicht bei verschiedenen Autoren sehr ab. Die einen wollen die Klüftung geradezu als eine Schichtung bezeichnen, wogegen sich bereits Hutton energisch verwahrt. Andere Autoren führen die Klüftung auf die Abkühlungsvorgänge zurück; andere endlich glauben derselben einen secundären Ursprung zuschreiben zu müssen.

Wie ich später ausführen werde, gibt es zwei wesentlich von einander unterschiedene Ursachen dieser Klüftung: 1. Die schlierige Vertheilung des Granitmagma, welche primäre Klüftung verursacht; und 2. Die gebirgsbildende Bewegung, welche secundäre Klüftung bedingt.

B) Ueber das lager- und gangförmige Vorkommen einer Granitvarietät in einer andern liegen verschiedene Beobachtungen und Ansichten vor.

Pötsch[14]) beobachtet Gänge von feinkörnigem Granit, welche fest verwachsen sind mit dem grobkörnigen Granit, in welchem sie aufsetzen. Noch wunderbarer als die verschwimmende Grenze zwischen diesen zwei Granitarten erscheint diesem Autor, dass die Gänge, bezüglich Lager von feinkörnigem Granit im grobkörnigen Granit, in manchen Fällen beiderseits auskeilen.

---

[1]) Charpentier: Mineral. Geogr. 1799.
[2]) Pötsch: Bemerkungen über den Granit 1803, pag. 140.
[3]) Karstens: Archiv 1837, pag. 616.
[4]) G. v. Rath: Z. d. geol. Gesellsch. 1864, pag. 260.
[5]) Saussure: Voyage §. 1752 u. 1798.
[6]) Charpentier: Beobacht. über d. Lagerstätten der Erze, pag. 195.
[7]) Gruber: Riesengebirge, pag. 189.
[8]) De Luc: Travels, pag. 525, 549, 743.
[9]) Schubert: Geognosie, pag. 119.
[10]) Pötsch: Beobacht. über Granit 1805, pag. 554.
[11]) Blöde: Theorie des Stockwerkes v. Geyer, Mineral. Taschenbuch 1816.
[12]) De la Beche: Theoret. Geologie 1834, pag. 103.
[13]) Naumann: Geolog. I, pag. 492.
[14]) Pötsch: Beobacht. über Granit 1805, pag. 7.

Freiesleben[1]) beobachtet im Eibenstocker Revier in dem groben Granit gewisse dem Sandstein ähnliche Granitarten, welche der Bergmann mit dem Localnamen Strich bezeichnet. Diese Strichmassen setzen nach Ferber, Charpentier und Mohs meist in steilen Gängen im grobkörnigen Granit auf. Freiesleben betont, dass ausser diesen Gängen auch Bänke und Lager mit welliger Begrenzung vorkommen, und dass auch in diesem Falle die feinkörnigen Lagermassen verwachsen und durch Uebergänge verbunden sind mit dem grobkörnigen Granite. Die Erscheinung derartiger Uebergänge macht es ihm zweifelhaft, ob die feinkörnigen Granite wirklich als Gänge aufzufassen seien, und er entscheidet sich schliesslich dafür, diese gang- und lagerartigen Massen seien nichts anderes, als ein modificirter Niederschlag des Granites, mithin gleich diesem eine primitive Formation.

Uebereinstimmende Beobachtungen über das Verhältniss der beiden Granitarten im Gebiete von Eibenstock verdankt man Öhlenschlägel[2]).

Die merkwürdigen Verhältnisse der Durchsetzung einerseits und der Uebergänge anderseits haben zu einer verschiedenen Deutung geführt. Saussure hält derartige Massen für hydatogen; andere Autoren glauben diese Gebilde auf Injection zurückführen zu müssen; noch andere halten sie für concretionär[3]). Keine dieser Anschauungen aber harmonirt in allen Punkten mit den geschilderten Erscheinungen. Die Uebergänge, welche von den feinkörnigen in die grobkörnigen Massen führen und das beiderseitige Auskeilen der ersteren scheinen gegen die Gangnatur des feinkörnigen Granits zu sprechen; deshalb hat Freiesleben, wie erwähnt, schon an eine gleichzeitige Bildung beider Gesteine gedacht. Das gangförmige Auftreten aber liess sich doch nicht wegläugnen, und so schwankte der Streit und wurde immer wieder erneuert, so oft ein neues Granitgebiet genau untersucht ward. Cotta, welcher die Granit- und Syenitmassen im Gebiete der Elbe zwischen Sachsen und Böhmen untersuchte, weist an mehreren Stellen den Durchbruch des Granits durch den Syenit, mithin dessen jüngeres Alter nach.

Dagegen tritt Gumprecht[4]) auf. Er betont den Uebergang, welcher zwischen beiden Gesteinen besteht, und wird durch diese Thatsache zu derselben Annahme geführt, welche wir bereits oben von mehreren älteren Autoren erwähnt haben, dass nämlich dergleichen Gebilde als gleichzeitig betrachtet werden müssen. Naumann[5]) beobachtet Granitgänge, welche mit scharfer Begrenzung in einem andern Granite aufsetzen, und betont, dass eben diese scharfe Abtrennung und der überall gleichbleibende Charakter dieser Ganggranite es ganz unwahrscheinlich machen, dass man es hier mit sogenannten

---

[1]) Freiesleben: Mineral. Kenntniss v. Sachsen 1817, pag. 20. Später hat Carne in Cornwall übereinstimmende Erscheinungen beobachtet.

[2]) Naumann: Erläut. 1838 II, pag. 133 ff.

[3]) Die Literatur siehe in Naumann Geolog. 1854 II, pag. 262.

[4]) Gumprecht: Geognost. Kenntniss von Sachsen und Böhmen 1835, pag. 27—38.

[5]) Naumann: Erläut. 1845 V, pag. 126.

gleichzeitigen Gängen oder mit concretionären Bildungen zu thun habe. Die Erscheinung, auf welche er mit Recht besonderes Gewicht legt, ist die, dass die Granitgänge auf ihrem Verlaufe oft verschiedene Gesteine, etwa einen andern Granit, Schieferfragmente, Kalkstein u. s. f. durchschneiden und trotz dieser Verschiedenheit des Nebengesteins doch den gleichen petrographischen Charakter bewähren[1]).

In unserem Gebiete haben sich v. Hochstetter und Jokèly für die Gleichzeitigkeit beider Granitarten, Pröls für die concretionäre Bildung der feinkörnigen Masse im grobkörnigen Granit ausgesprochen.

C) Nicht selten beobachtet man kuppenförmige Massen einer Granitart, unter einem andern Granit auftretend, und in diesem Falle setzen häufig Apophysen von dem liegenden in den hangenden Granit. Dergleichen Injectionsgänge wurden bereits von Charpentier[2]) beobachtet. Dieser Autor ist meines Wissens auch der erste, welcher eine Deutung versuchte. Er denkt sich, in den erstarrenden Theilen der Granitmasse seien Spalten entstanden, welche durch die noch flüssige Granitmasse gefüllt wurden.

Im gleichen Sinne spricht sich De la Beche[3]) aus. Naumann[4]) beobachtet in einem einschlägigen Falle, dass die Apophyse in ihrem unteren Theile in die Granitmasse sich verliere.

Die einzelnen Beobachtungen, welche bezüglich der Erscheinung unter *A*, *B*, *C* fallen, sollen hier zusammengestellt werden. v. Buch[5]) und Hoff[6]) machen zuerst darauf aufmerksam, dass in dem Gebiete von Karlsbad die Granitmassen an ein bestimmtes Niveau gebunden seien. Wenn dies auch nicht ganz richtig ist, so zeigt es doch, dass man schon damals bemüht war, die ursprüngliche Vertheilung und mithin den Bau der Granitmassen zu enträthseln.

Paulus[7]) beobachtet im Wolfsberge 1—2 Zoll mächtige plattenförmige, den Gängen ähnliche Züge, welche an den Seitenwänden des Granites, in welchem sie aufsetzen, so fest angewachsen sind, dass sich kein Stück ablösen lässt.

v. Warnsdorf[8]): Beim Posthof, bei der Antonsruhe und bei der Porzellanfabrik von Fischern tritt ein feinkörniger Granit in Kuppen unter dem grobkörnigen auf, was das spätere Eindringen der feinkörnigen Massen beweist. In der Gegend des Kreuzberges setzt feinkörniger Granit mehrfach gangweise im groben auf. Er ist also jünger als der letztere, mithin die ganze gewaltige Granitmasse rechts von der Tepel jünger als die linke Seite (pag. 392). Am „böhmischen Sitz“ sieht man eine grobkörnige Masse von feinkörnigem Granit um-

---

[1]) Naumann Geolog. 1854 II, pag. 253.
[2]) Charpentier: Const. Geogn. des Pyren. pag. 158.
[3]) De la Beche: Observ. übersetzt von Dieffenbach 1853, pag. 504.
[4]) Naumann; Geolog. II, pag. 219.
[5]) v. Buch: Bergmänn. Journ. 1792, pag. 383.
[6]) v. Hoff: Karlsbad 1838, pag. 4.
[7]) Paulus: Joachimsthal 1820, pag. 35.
[8]) v. Warnsdorf: Jahrb. Mineralog. 1846, pag. 395.

schlossen. Die Grenze fällt zum Theil gegen Ost, zum Theil steht sie senkrecht.

Ausserdem erwähnt dieser Autor feinkörnige Granitgänge im groben Granit (pag. 391) oberhalb der Porzellanfabrik Ellbogen, beim Dorfe Lumpen unterhalb Karlsbad an der Eger und am Hans Heilingfels.

Schuster[1]) glaubt nicht, dass die beiden Granitarten von Karlsbad als verschiedenaltrig aufgefasst werden können, weil sie durch Uebergänge miteinander verbunden sind.

v. Hochstetter[2]) unterzieht das Gebiet von Karlsbad und das Verhältniss der heissen Quellen einer eingehenden Untersuchung und illustrirt die Vertheilung der Granitmassen durch eine treffliche Karte. Er ist der Ansicht, dass, da beide Granitarten unseres Gebietes durch Uebergänge miteinander verbunden sind, von einem verschiedenen Alter derselben nicht die Rede sein könne.

Jokèly[3]): Der grobkörnige Granit beherrscht weite Gebiete; in ihm tritt der feinkörnige, mitunter zinnführende Granit stock- und gangförmig auf. Da diese beiden Granitarten durch Uebergänge miteinander verbunden sind, zweifelt Jokèly nicht an deren gleichem Alter. Der feinkörnige Granit, welcher stock- und gangförmig im grobkörnigen auftritt, wird trotz dieser Formen als concretionär bezeichnet[4]). Der Autor denkt sich, eine verschiedene Weise der Abkühlung oder eine eigene Art der Anziehung möge in den verschiedenen Theilen der Granitmasse geherrscht haben, und hiedurch mögen die örtlich verschiedenen Verhältnisse der Structur und der Zusammensetzung begründet worden sein.

Reuss[5]) stellt die von seinen Vorgängern beobachteten Thatsachen zusammen.

Pröls[6]) spricht sich über die felsitischen, bezüglich mikrogranitischen „Ausscheidungen" im Granite aus. Er stellt sie zusammen mit den Quarzausscheidungen, welche in Form schmaler Gänge im Granite auftreten. Er führt aus, dass die räumliche Vertheilung dieser Massen allerdings für deren eruptive Genesis spreche, anderseits aber beobachte man Erscheinungen, welche entschieden für eine gleichzeitige concretionäre Bildung zeugen. Es zeichnen sich nämlich diese Gänge von feinkörnigem Granit häufig durch eine ausserordentliche Schmalheit aus. Zweitens bilden sie oft horizontale Bänke und stumpf auskeilende Linsen. Drittens seien beide Granitarten nicht von einander abzulösen, sondern durch Uebergänge verbunden.

Der Autor denkt sich, die emporgedrungenen Granitmassen seien stellenweise in verschiedenem Grade von Wasserdampf durchtränkt gewesen und in Folge dieser verschiedenen Imprägnation hätten die Erstarrungsproducte local sehr verschiedene Textur erhalten (a. a. O. p. 278).

---

[1]) Schuster: Jahrb. Mineralog. 1854, pag. 420.
[2]) v. Hochstetter: Karlsbad 1856, pag. 8 u. 22.
[3]) Jokèly: Jahrb. d. Reichsanst. 1856, pag. 167.
[4]) Jokèly: Jahrb. d. Reichsanst. 1857, pag. 8.
[5]) Reuss: Karlsbad 1860, pag. 22 ff.
[6]) Pröls: Neues Jahrb. Mineralog. 1869, pag. 267.

Laube[1]): Im Katzenfels bei Graslitz trifft man porphyrische und felsitische, gangförmige Ausscheidungen im grobkörnigen Granit, so dass es das Ansehen gewinnt, als läge hier ein Contactphänomen vor. Derartige gangförmige Massen von feinkörnigem Granit wittern leicht aus dem grobkörnigen Granit heraus, und man sieht sie dann oft stückweise an den Wänden des groben Granits haften[2]).

Oestlich von Pechgrün tritt unter dem blockigen, groben Orthoklasgranit der feinkörnige Granit auf, wird also durch ersteren überlagert.

Im Rohlauthale greifen Ramificationen des Erzgebirg-Granits in den Gebirgsgranit ein. Dieselbe Erscheinung zeigt sich im Norden von Neudeck und südlich von Thierbach.

Bei Sponsel und Dotterwies treten zwei Stöcke von Erzgebirg-Granit auf, welche durch einen Riegel von Gebirgsgranit getrennt werden. In gleicher Weise ragt der feinkörnige Föllaberg stockförmig aus dem umgebenden Gebirgsgranit hervor.

Bei der Barreuter-Mühle im Salmthale tritt der feinkörnige Granit als Gang auf.

Bei Altrohlau, Putschirn, Fischern und zwischen dem Bahnhofe von Karlsbad und dem Orte Dalwitz herrscht feinkörniger Granit.

Auf dem Wege vom Wölflinger Jägerhaus bei Bäringen über den Rücken des Glasberges trifft man ostwärts gerichtete Wechsellagerung von feinkörnigem und grobkörnigem Granit.

Bei Fribus und Sauersack treten feinkörnige Granitmassen stock- und linsenförmig auf.

Der Autor constatirt, dass der feinkörnige Granit den grobkörnigen regelmässig durchsetzt, in ihm als stockförmige Masse auftritt und unzweifelhafte Gänge in denselben absendet. Hieraus ist zu schliessen, dass der feinkörnige Granit jünger ist, als der grobkörnige.

Im Anhange sei das Vorkommen einiger untergeordneter Eruptivgesteine im Granit erwähnt.

Naumann[3]) beobachtet mehrfach an der Grenze grössere Granitmassen und in den Apophysen derselben Uebergänge in porphyrische Textur.

Hochstetter[4]) weist Porphyrgänge im Granite nach bei Belle Vue, an der Pragerstrasse und am Promenadenwege.

Jokèly[5]) beobachtet bei Pfaffengrün und Mariasorg untergeordnete, zum Theil gangförmige Porphyrmassen im Granite.

Reuss[6]) weist bei Platten und Neudeck Spuren von Porphyr im Granite nach.

Laube[7]) weist Porphyrgänge im Granite bei Werlsgrün und Mariasorg nach. Bei Scheft tritt eine Linse von Porphyr im Granite

[1]) Laube: A. a. O. pag. 18, 33, 93—98.
[2]) Neuhammerthal-Weg vom Wirthshaus gegen Hochofen.
[3]) Naumann: Geolog. 1854 II, pag. 216.
[4]) v. Hochstetter: Karlsbad. pag. 25.
[5]) Jokèly: Jahrb. d. Reichsanst. 1857, pag. 25.
[6]) Reuss: Karlsbad, pag. 20 u. 30.
[7]) Laube: A a. O. pag. 41, 99, 166.

auf. Hieraus schliesst der Autor, diese Porphyre seien jünger als die Granite.

Jokèly[1]) beobachtet auch, dass im Gebiete von Abertham sehr glimmerreiche Varietäten von Granit vorkommen. Er meint, diese Gesteine bilden im Granit concretionäre Massen, ebenso wie dies vom feinkörnigen Zinngranit nachgewiesen sei. Dies gehe hervor aus der Beobachtung, dass der Glimmergranit mit dem gemeinen Granit durch Uebergänge verbunden ist.

Schalch[2]) beobachtet in den benachbarten sächsischen Graniten Schlieren von porphyrischen Habitus und bezeichnet diese treffend als „Porphyrfacies des Granit".

Die Grundmasse dieser Gesteine ist mikrogranitisch; Flüssigkeitseinschlüsse sind häufig, Glaseinschlüsse fehlen.

IV. Capitel.

In der im vorigen Capitel angewendeten Reihenfolge werde ich nun meine Beobachtungen und Bemerkungen über die bezüglichen Erscheinungen folgen lassen.

Zu *A:* Anordnung der Bestandtheile nach einer bestimmten Fläche kommt beim orthoklasreichen glimmerarmen Granit viel seltener vor als bei glimmerreichem Gestein oder beim Phonolith. In letzteren Fällen tritt die flächige Vertheilung besonders leicht auf, weil eben die massenhaft eingemengten blättchenförmigen Bestandtheile in Folge der Strömung in dem eruptiven Magma sich im Sinne der Stromfläche legen.

Dass hierdurch eine leichte Spaltbarkeit des Gesteins nach den alten Strömungsflächen bedingt wird, ist natürlich. Die Gare (Filo maestro) des Granits scheint mir auf diese Ursache zurückzuführen.

In unserem Gebiete habe ich nur am Kalvarienberge von Neudeck eine einschlägige Thatsache beobachtet. Bei dem zweiten Kreuze, welches etwa 5 Minuten östlich von der Capelle auf dem Gipfel des Bergrückens steht, beobachtet man nämlich eine horizontal flächige Anordnung der Orthoklase; zugleich sieht man den Granit an diesem Orte in deutliche flache Bänke abgesondert. Plattung und Fluctuationsstructur des Granit harmoniren also hier und zeigen uns, dass diese Granitmassen seinerzeit flach strömten und so erstarrten.

Derartige bankförmige Absonderung des Granits ist eine sehr gemeine Erscheinung; doch muss man diese Plattung nach deren Ursache unterscheiden in primäre und secundäre.

Die primäre Plattung wird ebenso wie die Gare durch die Strömung der Eruptivmasse bedingt. Dies lässt sich am Kalvarienberge und bei den Lehnerstauden (siehe oben Capitel I) erkennen, wo die Ergussform der Granitmasse klar vor Augen liegt. Dort haben wir die ursprüngliche Oberfläche eines Granitstromes vor uns, und diese besteht aus lauter buckeligen bezüglich schaligen Platten, welche der äusseren Form des Stromes folgen und concordant gelagert sind.

[1]) Jokely: Jahrb. d. Reichsanst. 1837, pag. 9.
[2]) Schalch: Section Geyer. Erläuter. Geol. Karte v. Sachsen 1878, pag. 49—59.

Wie die Lagen einer buckeligen Rinde sich aneinander schmiegen und der Ausdruck eines genetischen Vorgangs sind, so bedingt auch hier ein Höcker den andern und sämmtliche Buckeln und Mulden sind das Resultat des Vorganges, welcher die ganze Masse gestaltet hat.

Ausser dem erwähnten Orte trifft man die Plattung in unserem Gebiete besonders ausgedehnt östlich von Hirschenstand.

Grosse Vorsicht muss man übrigens anwenden, wenn man dieses Moment für die tektonische Gliederung der Granitmassen verwerthen will; denn in Gebieten, welche einmal von der gebirgsbildenden Bewegung ergriffen wurden, stellt sich sehr leicht die secundäre Plattung ein, welche oft nicht minder vollkommen ist als die primäre und meist über weite Gebiete herrscht.

Die primäre Plattung kann von der secundären leicht unterschieden werden, wenn man die Concordanz bezüglich Discordanz der Plattung mit der ursprünglichen Stromform und mit den horizontalen Schlieren (siehe unten) untersucht. Wo die Plattung harmonirt mit der Vertheilung des Stromes und der Stromelemente, da liegt ursprüngliche Plattung vor. Wo der innere Aufbau des Stromes von der Klüftung durchschnitten wird, da ist die Plattung secundär.

Diese Thatsache will ich erst in einer späteren Arbeit ausführlich besprechen und durch Beispiele belegen. Im vorliegenden Gebiete konnte ich secundäre Plattung an keiner Stelle klar nachweisen.

Wie aus dem Vorstehenden ersichtlich, ist eine einfache Beobachtung über Plattung im Allgemeinen für das tektonische Verständniss einer Eruptivmasse bedeutungslos, weil man eben immer die Tektonik der Eruptivgebilde bereits kennen muss, um sagen zu können, ob die Plattung eine ursprüngliche sei. Eine Beobachtung über Plattung kann also meist nur einen halben Beweis liefern; sie kann nur das tektonische Verständniss ergänzen.

Nur in einem Falle gibt die Plattung für sich genügenden Aufschluss über den inneren Bau der Granitmassen: dann nämlich, wenn sie wellig ist. Ich kann mir nicht denken, dass eine derartige krummflächige Zerklüftung durch gebirgbildende Bewegung bedingt sein könne. Nur eine krummflächige Anordnung der erstarrenden Strommasse kann nach meiner Ansicht eine entsprechende Abkühlungsklüftung bedingen.

Wir werden im Neudecker Kalvarienberge ein schönes Beispiel der krummflächigen Plattung kennen lernen, und ich glaube dort beweisen zu können, dass diese Plattung der natürliche Ausdruck der innern Anordnung der Granitmassen sei. Einen kleinen Beweis hiefür haben wir schon oben kennen gelernt; den vollen Beweis aber kann ich hier noch nicht erbringen.

Zu *B:* Viele Beobachtungen über das Vorkommen blatt- und gangförmiger Massen einer Granitart in einer andern wurde schon oben mitgetheilt. Ich ergänze dieselben durch folgende Notizen:

Westlich von Neudorf steht im waldigen Gehänge ein einsames Häuschen. Hundert Schritte Nord-West von diesem Hause ragen im Walde versteckt zwei mächtige Klippen auf, welche den Namen Katzengfels (Katzengefelse) führen. Der Granit dieser Massen ist grobkörnig. In der Klippe, welche dem Hause zunächst liegt, setzt ein Gang von

feinkörnigem Granit auf. Er ist bis zu $^1/_2$ M. mächtig und streicht gegen Ost. In der zweiten Klippe setzen zwei schwächere Gänge mit einem Streichen von Ost und Ost-Süd-Ost auf.

Bei Neuhammer unterhalb der Kirche setzt ein feinkörniger Granitgang im grobkörnigen auf. Er ist gebogen und streicht von Ost-Nord-Ost gegen Nord-West. Es ist auffallend, wie innig verwachsen diese feinkörnige Granitmasse mit dem grobkörnigen Nachbargestein ist.

Der Weg Neuhammer-Neudeck setzt 20 Minuten Süd von Neuhammer auf die rechte Bachseite über. Hier hinter der Schmiede trifft man eine flache (15°) Süd-Ost fallende Einlagerung von feinkörnigem Granit im grobkörnigen. Geht man auf dem eben erwähnten Fahrwege weiter gegen Neudeck bis an das Trinkseifnerthal, so trifft man hier am rechten Thalgehänge nahe dem Berggipfel eine flache, gegen Ost fallende, $^1/_2$ M. dicke Bank von feinkörnigem Granit.

Im Rohlauthale, etwa 10 Minuten unter den Hammerhäusern, wo der Bach eine kurze Strecke gegen Ost fliesst, trifft man am linken Ufer eine steile Partie grobkörnigen Granits. In derselben setzen zwei Gänge von feinkörnigem Granit auf. Der eine ist dünn, der andere aber gegen 4 M. mächtig. Beide streichen Nord-West bis Nord-Nord-West und fallen 70° Süd-West.

Setzt man die Wanderung längs des linken Gehänges thalab fort, so überschreitet man nach 5 Minuten wieder einen Nord-West streichenden, etwa 2 M. starken feinkörnigen Gang.

Auf dem Wege von Lichtenstadt durch das Salmthal nach Abertham mündet etwas vor der Aselmühle auf der rechten Thalseite eine Schrunde nieder. Steigt man in derselben einige Minuten aufwärts, so sieht man im grobkörnigen, bankig abgesonderten Granit eine etwa 3 Decim. dicke, flach gegen West fallende Bank von feinkörnigem Granit eingeschaltet. Die Bänke des grobkörnigen Granits aber sind einige Decim. bis 3 M. dick und fallen flach gegen Ost, so dass sie von den feinkörnigen Granitlagen unter spitzem Winkel durchschnitten werden. Wenig oberhalb dieser feinkörnigen Bank setzt parallel mit derselben noch eine dünne Lage von feinkörnigem Granit durch.

Etwa 5 Minuten über diesem Punkte trifft man noch eine derartige Bank, welche concordant eingeschaltet ist zwischen die grobkörnigen Granitlager.

In allen den erwähnten Fällen gilt als Regel, dass die Bänke und Blätter von feinkörnigem Granit immer mit den grobkörnigen Bänken verwachsen und durch einen kurzen Uebergang verbunden sind, während die gangförmigen Massen von feinkörnigem Granit mit den grobkörnigen Nebengesteinen in einzelnen Fällen viel weniger innig verschmolzen sind. Wir erklären diese Thatsache am Schlusse der Abhandlung.

Zu *C:* Ueber den Bau grösserer Granitmassen erhalten wir Aufschluss durch folgende Beobachtungen:

Der Kalvarienberg bei Neudeck

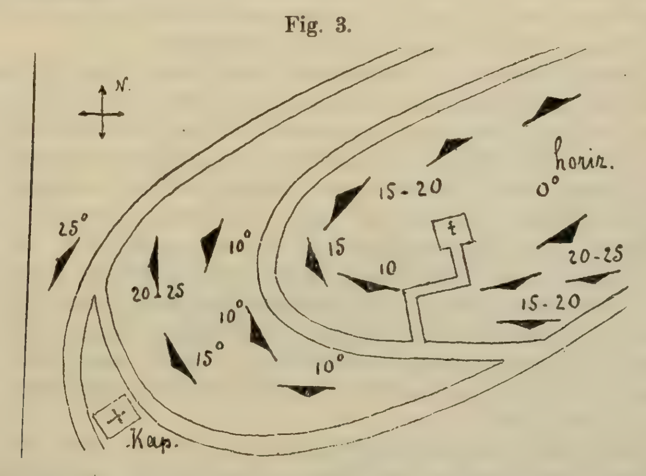
besteht auf seiner Nord-West- und Süd-West-Seite fast bis zum Gipfel aus feinkörnigem Granit. Die übrigen Partieen werden vom grob-

körnigen beherrscht. Wenn man den Kamm dieses Berges begeht, trifft man überall den grobkörnigen Granit in mächtige Bänke und Lager aufgelöst. Beobachtet man das Streichen und Fallen dieser Bänke, so findet man, dass dieselben auf der Nordwestseite des Berges flach gegen Nord-West, auf der Westflanke flach gegen West und auf der Süd-Ost-Seite gegen Süd-Ost fallen. Auf dem Rücken aber selbst liegen sie flach. Mit einem Worte, die Granitplatten fallen ringsum gleichsinnig mit dem Abhange des Berges. Zwischen diesen verschiedenen Fallrichtungen herrscht nirgends ein Sprung, sondern alle zwischenliegenden Richtungen sind vertreten, so dass die ganze aus Schollen aufgebaute Granitmasse panzerartig Rücken und Flanken des ganzen Berges zu bekleiden scheint. Wir können auch sagen, diese grobkörnigen plattigen Massen liegen über dem feinen Granit, wie ein Sattel auf dem Rücken des Pferdes.

Besonders schön ist die wellige Gestalt dieser plattigen Kruste ersichtlich auf der Strecke von der Capelle gegen Ost längs des ganzen Bergrückens.

Einen Ueberblick über die gesammten Verhältnisse des besagten Kammes gewinnen wir aus der horizontalen Projection, welche in der beistehenden Figur vorgeführt wird. Wir sehen hier folgende Erscheinungen verzeichnet:

Fig. 3.



Zwei Wege umziehen den Kamm. Im westlichen Gehänge des Rückens steht die Capelle. Weiter hinauf gegen Osten ziehen sich isolirte Granitfelsen und Klippen. Zwischen den zwei westlichsten streicht der obere Weg durch. Zwischen den zwei nächstfolgenden steht ein Kreuz. Capelle und Kreuz habe ich angedeutet, An vielen Stellen ist das Fallen der Granitplatten eingezeichnet. Nur beim Kreuz liegen die ringsum abfallenden Massen horizontal (*a* in der folgenden Figur).

Ich habe schon sub *B* betont, dass eine derartige buckelige Klüftung und Plattung unmöglich secundär sein kann, sondern durch die ursprüngliche Vertheilung der Eruptivmassen bedingt sein muss. Schon jetzt könnten wir behaupten, dass die Granitmasse des Kalvarien-

berges ursprünglich als Buckel aufgestiegen sei. — Doch sind wir hier in die Lage versetzt, noch andere Argumente vorzuführen:

a) Wenn man vom Kalvarienberge gegen Süden niedersteigt, so überschreitet man immer grobkörnigen Granit. Nahe der Poststrasse aber herrscht auf einem kleinen Flecke wieder feinkörniger. Diese körnigen Granitmassen scheinen also am Kalvarienberge einen Buckel zu bilden, welcher vom grobkörnigen Granit wie von einem Mantel umkleidet und nur an der Nordwestflanke und Westflanke des Berges und, wie eben erwähnt, auch am Südgehänge entblösst ist. Weitere Beobachtungen bestätigen diese Annahme.

b) Bei dem zweiten Kreuze, welches östlich von der Capelle am Bergrücken steht, beobachtet man, wie angegeben, eine horizontale Fluctuation im Granite, welche übereinstimmt mit der ebenfalls horizontalen Klüftung des Granits an diesem Orte.

c) Bei dem Abstiege vom ersten Kreuze gegen Süden trifft man nach einigen hundert Schritten am Wege entblösst eine fast schieferige Plattung des grusigen grobkörnigen Granits und zwischen diesem groben Geschiefer liegt concordant eingeschaltet ein dünnes Blatt von feinkörnigem Granit. Die Plattung wie die Graniteinschaltung fallen flach im gleichen Sinne wie das Gehänge des Berges (*c* in der folgenden Figur).

d) Wenn man vom Kalvarienberg gegen NNW niedersteigt, trifft man am linken Bachufer bei den letzten Häusern, nördlich von Neudeck, im grobkörnigen, dickplattigen Granit eingeschaltet mehrere sehr schön entblösste Blätter von feinkörnigem Granit.

e) Der Glockenthurm hinter der Kirche von Neudeck (NW vom Kalvarienberg) steht auf einem mauerartig aufragenden Felsenrücken. Dieser ist aus gewaltigen Bänken grobkörnigen Granits aufgebaut und durch diese Bänke laufen mehrere sich auskeilende flache Blätter von feinkörnigem Granit, welche man am steilen Absturze des Felsens gegen die Poststrasse schön entblösst sieht. Westlich vom Glockenthurm kann man noch eine Reihe solcher feiner Granitblätter im grobkörnigen Granite auf weite Erstreckung verfolgen (e in der folgenden Figur).

Die erwähnten Verhältnisse werden durch die beistehende Figur dargestellt. Es ist dies ein Profilbild, welches vom Gipfel des Kalvarienberges gegen das Thal von Neudeck herabläuft und bis zum grossen Felsen mit dem Glockenthurm reicht.

Fig. 4.



Nun sind wir wohl vorbereitet, von der Schilderung abzugehen und die Deutung der beobachteten Verhältnisse zu versuchen.

V. Capitel.

Zuerst wollen wir die Massenvertheilung, dann die eingeschalteten feinkörnigen Granitblätter besprechen.

Ueber die Vertheilung der Granitmassen des Kalvarienberges haben wir bisher Folgendes erfahren:

Eine Kuppe von feinkörnigem Granit bildet den Kern des Berges. Derselbe ist überlagert von einer grobkörnigen Granitmasse und zwar legt sich diese wie ein Mantel oder wie ein Sattel, oder wie eine Kruste über den feinkörnigen kuppigen Granitkörper. Dieses letztere wird bewiesen durch die Fluctuationsstructur und durch die buckelige Plattung des grobkörnigen Granits.

Diese Erscheinungen zwingen zur folgenden Vorstellung über den Vorgang der Graniteruptionen:

Die feinkörnige Granitmasse ist unterhalb der noch nicht erstarrten groben Ergüsse aufgestiegen und hat sich da, wo heute der Kalvarienberg steht, aufgekuppt. Wir treffen hier also auf dieselben Verhältnisse, welche bei Zinnwald nachgewiesen wurden: ein flachkuppiger Erguss eines Eruptivgesteines, welcher überkleidet wird von einem Mantel eines andern Eruptivgesteines.

v. Buch hat zuerst beobachtet, dass Eruptivgesteine häufig elliptische „Stöcke" bilden mit blasenförmig gewölbter Oberfläche und mit concordant schaliger Textur.[1])

Im Jahre 1823 theilte v. Weissenbach seine bez. Beobachtungen über Zinnwald mit. Später constatirt er, dass die Granitstöcke von Aue und Geyer gleich jenem von Zinnwald ellipsoide, flachkuppige Gestalt haben.[2])

Auch v. Warnsdorf, v. Hochstetter und andere Forscher haben derartige Granitkuppen beobachtet, und es erübrigt nur, den Eruptionsvorgang klar zu stellen, welcher derartige Gebilde gestaltet.

Wir gehen von der Betrachtung eines Lavastromes aus:

Die Flanke des Berges birst und hervor bricht der glühende Teig. Er wälzt sich zur Ebene und häuft sich dort an. Aussen erstarrt der Strom; durch den Schlackensack, der wie ein Panzer die Massen umspannt, rinnen fort und fort neue Güsse nach. Die jüngeren Massen fliessen hier also in und unter den älteren. Nun mag die Eruption stocken, die Masse verstarren. — Neue Ergüsse folgen; sie finden den alten Kanal verschlossen und brechen hervor, den älteren Strom überströmend. Dann folgt vielleicht eine lange Zeit der Ruhe; die Gänge, aus denen das Magma emporquoll, erstarren bis tief hinunter. Und wieder erfolgt eine Erschütterung, wieder ein Ausbruch, aber an einer andern Stelle. So häufen sich die Massen, welche durch derartige intermittirende Thätigkeit gefördert, übereinander. Anders bei den Masseneruptionen.

---

[1]) Buch: Geognost. Beob. 1802, II, p. 245, und Pogg. Ann. 1843, Bd. 58, p. 289. Dies scheint mir der richtige Kern der berühmten Auftreibungs-Hypothese zu sein.

[2]) v. Cotta: Gangstudie 1850, I, p. 40. Ich verweise den Leser insbesondere auf die erläuternden Figuren, welche dieser Abhandlung beigegeben sind. Vgl. auch Naumann: Geol. 1854, II, p. 246.

Da quillt das Magma in lang anhaltenden Strömen hervor, breitet sich aus und häuft sich an. Auch hier wird eine Erstarrungskruste die Ergussmassen umfangen, und die neuen Ergüsse werden, wie in dem vorhin geschilderten Falle im Schlackensacke, so hier unter dem Krustenpanzer aufschwellen. Der Panzer platzt, breitet sich weit und weiter aus und jeder Klaff verharrscht rasch wieder. So wächst die Ergussmasse und breitet sich aus, indem in ihrem weichen Innern sich fort und fort neue Ergüsse stauen und ausbreiten.

So ähnlich und doch so verschieden sind die Eruptionen unserer Vulcane und jene wunderbaren Masseneruptionen, welche zum grossen Theile wohl unter der See sich abspielen.

Im einen Falle intermittirte der Eruptionsvorgang; die Ergussmassen hängen daher nicht untereinander zusammen, sondern breiten sich übereinander, die jüngeren Massen über die älteren.

Im andern Falle aber strömt es fort und fort und alle Massen verschmelzen zu einem grossen Ganzen. Was im ersteren Falle nur in beschränkter Zeit und auf kleinem Raume sich ereignet, das spielt sich hier im grossartigen Massstabe ab. Die jüngeren Ergussmassen breiten sich innerhalb und unter den älteren Massen aus.

Wohl mögen auch hier vollständige Berstungen der Erstarrungskruste und Uebergüsse stattfinden; doch sind mir keine einschlägigen Erfahrungen bekannt geworden, und so möchte ich denn den Hauptunterschied zwischen unseren gemeinen Vulcanen und den Massenergüssen im Folgenden suchen:

1. Die gemeinen Vulcane sind charakterisirt durch intermittirende Thätigkeit; die Massenergüsse haben eine continuirliche Genesis.

2. Die gemeinen Vulcane lagern ihre Producte chronologisch übereinander ab, während die jüngeren Ergüsse einer Masseneruption sich inner- und unterhalb der älteren Massen ausbreiten.

Mit einem Worte, die gemeinen Vulcane zeichnen sich durch effusive Thätigkeit aus; für die Masseneruptionen hingegen sind charakteristisch die intrusiven Ergüsse. Wir werden diese Ausführung zum Schlusse der Abhandlung durch ein Experiment und durch bildliche Darstellung desselben erläutern.

Nun aber wenden wir uns zurück zur Besprechung der Erscheinungen, welche wir am Kalvarienberge beobachtet haben.

Die Massenvertheilung und deren genetische Deutung haben wir eben behandelt; noch erübrigt die Erklärung der eigenthümlichen horizontalen Blätter [1]) von feinkörnigem Granit im grobkörnigen.

Wir verweisen auf das Profilbild vom Kalvarienberge. Da sehen wir diese Blätter weit sich ausbreiten, eingeschaltet in die grobkörnigen plattigen Massen und sammt diesen concordant gelagert über den feinkörnigen Ergussmassen. Mehrere Autoren suchen diese Gebilde auf Injectionsvorgänge zurückzuführen. Andere

[1]) Diese Blätter erscheinen im Querbruche wie Bänder und werden auch von mehreren Geologen mit diesem Namen bezeichnet. Der Ausdruck „Blatt" aber scheint mir besser, weil er eben die wahre Gestaltung dieser Gebilde in sich begreift.

bezeichnen die Blätter als gleichzeitig und zwar als concretionäre Bildungen. Ich fasse sie als Schlieren auf und bilde mir folgende Vorstellung über deren Genesis.

Zuerst kam die grobkörnige Granitmasse zum Ergusse. Später, wie wir sahen, quollen die feinkörnigen Massen auf und breiteten sich intrusiv innerhalb des grobkörnigen Ergusses aus. Bevor dieses Ereigniss aber eintritt, müssen schon mit den grobkörnigen Massen auch einzelne feinkörnige Schlieren aufgestiegen sein, welche sich mit dem seitlich zerfliessenden Strome ausbreiteten und so zu flachen Blättern ausgezogen wurden.

Der Vorgang wird klar werden, wenn ich an eine analoge mechanische Erfahrung erinnere:

Wenn man ein Stück Platin in einen Silberkuchen einschliesst und nun das ganze Stück aushämmert und zu Draht auszieht, erleidet der vom Silber umgebene Platinkern ebendieselbe Streckung, welcher das Silber unterworfen ist. Löst man dann das Silber mittelst Salpetersäure, so hinterbleibt ein sehr zarter Platindraht, welcher also in dem dicken Fleische des Silberdrahtes steckte, wie das Mark im Baume.

Besser noch wird das Beispiel passen, wenn wir das im Silber eingebettete Platinstück zu einer Platte aushämmern oder mittelst der hydraulischen Presse blattförmig breit drücken. In diesem Falle hat sich die Masse eben nicht nach einer Linie, sondern nach einer Fläche ausgebreitet, und das eingeschlossene Platinstück wurde mit und im Silber zu einem dünnen Blatte ausgezogen.

Ebenso nun muss auch eine feinkörnige Schliere im grobkörnigen Granite zu einem Blatte ausgezogen werden, wenn die Schliere sammt und in der Granitmasse sich seitlich ausbreitet.

Der Unterschied zwischen dem angezogenen Experiment und dem natürlichen Phänomen beruht eben blos darin, dass wir im Experimente den nöthigen Druck durch eine Presse hervorrufen, während die Eruptionsmassen sich in Folge der Gravitation seitlich ausbreiten.

Die concordante Lagerung der besprochenen Blätter über dem feinkörnigen intrusiven Ergusse des Kalvarienberges spricht entschieden für diese Auffassung mehr, als für die Injections- oder Concretionshypothesen. Die erstere Hypothese erklärt weder die merkwürdige, offenbar gesetzmässige Lagerung der Blätter, noch die Verwachsung mit den über- und unterlagernden grobkörnigen Granitmassen. Endlich ist diese Hypothese auch unfähig, das beiderseitige Auskeilen der Blätter, welches nicht selten beobachtet werden kann, zu deuten.

Diese Widersprüche haben viele Forscher bereits empfunden, wie aus dem Literaturinhalte ersichtlich. Besonders treffend hat Pröls die Unhaltbarkeit der Injectionshypothese klargelegt und entschieden für die Concretionshypothese plaidirt.

Gewiss ist, dass diese sich wohl verträgt mit den beobachteten Uebergängen zwischen den Blättern und den umliegenden Granitmassen, und auch das beiderseitige Auskeilen der Blätter erklären kann.

Die Concordanz der Schlieren mit der ganzen Strommasse aber scheint mir durch die Concretionshypothese nicht erklärbar, denn es ist nicht abzusehen, warum diese Concretionen blattförmig gestaltet sind. Wenn man nicht eine präexistente schlierige Verschiedenheit im Strome annimmt, so fehlt jede Basis für derartige flächige Concretionen.

Gibt man aber die schlierige Verschiedenheit zu, so liegt wieder kein Grund vor, den feinkörnigen Blättern concretionäre Genesis zuzuschreiben, denn eben diese feinkörnigen Massen treten ja, wie wir gesehen haben, auch als intrusive Ergüsse auf, und diese letzteren wird man doch nicht füglich für concretionäre Gebilde halten.

Meine Ansicht geht demnach dahin, dass die besagten Bänke als Schlierenblätter aufzufassen sind. Mögen sich auch während des Erstarrens concretionäre Processe an diese Schlieren geknüpft haben, mögen auch nachher hydatogene Vorgänge diese Schlieren anders modificirt haben, als die umgebende Granitmasse — kurz, mögen die Schlieren auch ursprünglich ganz anders ausgesehen haben, als heute, dagewesen sein müssen sie nach meiner Meinung schon vom Anfange an.

Nun können wir in unserer Aufzählung der feinkörnigen Massen fortfahren und werden dieselben jetzt gewiss mit mehr Interesse verfolgen, als vordem, denn wir wissen ja nun, dass uns diese Thatsachen zum tectonischen Verständnisse des ganzen Gebietes führen.

Wir haben früher im Gebiete West, Nord und Ost von Neudeck die Gänge und Blätter von feinkörnigem Granit verfolgt, jetzt suchen wir in demselben Gebiete die grösseren Ergussmassen von feinkörnigem Granit auf:

Der Hartelsberg bei Fribus ist eine mächtige kuppige Masse von feinkörnigem Granit gleich der am Kalvarienberge. An mehreren Stellen dieses Gebietes aber trifft man noch einzelne Partieen von grobkörnigem Granite.

Einige hundert Schritte nördlich vom Gipfel steht eine starke Felspartie von grobkörnigem Granit, welche von feinkörnigem Granit rings umgeben und selbst horizontal plattig ist. Fasst man diese Plattung gleich jener vom Kalvarienberge als eine primäre auf, so muss man wohl diese und andere Partieen des grobkörnigen Granits für Reste einer ehemals allgemeinen Decke erklären. Die feinkörnige kuppige Masse wäre dann auch hier als intrusiver Erguss zu deuten.

Im Grunde des Tellererthales und beiderseits bis in die halbe Bergeshöhe herrscht feinkörniger Granit. Ich möchte diese Masse, welche vom grobkörnigen Granite überdeckt und umgeben ist, nach Analogie mit dem Kalvarienberge, auch für einen intrusiven Erguss halten.

Im Salmthale haben wir oben schon Schlierenblätter erwähnt; jetzt, da wir über die Tektonik der grösseren Massen klar sind, können wir bezüglich dieser Gegend nachtragen, dass südlich von Merkelsgrün an der rechten Thalseite eine kleine Kuppe feinkörnigen

Granits ansteht, welcher deutlich unter die grobkörnigen Massen taucht.

Bei der nächsten Mühle nach Merkelsgrün (Barreuter-Mühle) sieht man auf eine längere Erstreckung am linken Thalgehänge feinkörnigen Granit. Ich halte diese Massen gleichfalls für eine unter dem grobkörnigen Granit lagernde Intrusion.

Bei Hohenstollen, Voigtsgrün, Scheft und Sponsel treten, wie die Uebersichtskarte zeigt, bedeutende Massen von feinkörnigem Granit auf. Die Massen von Scheft und Sponsel erscheinen allerdings als flach kuppige Gebilde, welche unter dem grobkörnigen Granite, der ringsum ausgebreitet ist, herlaufen. Die Begrenzung der zwei andern Massen und deren Beziehung zum Nebengestein lässt sich aber nicht präcisiren. Nur nach Analogie mag man auch diese Gebilde als intrusive Ergüsse deuten.

Klaren Aufschluss erhalten wir erst wieder im Gebiete von Karlsbad. Hier lernen wir auch noch eine neue Erscheinung und deren Deutung kennen.

Die Vertheilung der Granitmassen wurde hier von Warnsdorf und v. Hochstetter klargestellt. Wir skizziren zunächst die Verhältnisse des Kreuzberges.

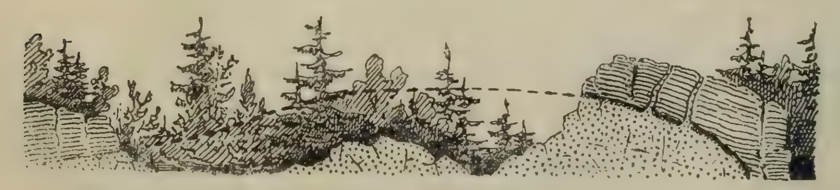
Am Südende von Karlsbad treffen wir unten am westlichen Flussufer zunächst grobkörnigen Granit, dessen Plattung flach gegen Norden fällt. Wenn wir gegen Süden weiter wandern, treffen wir auf feinkörnigen Granit, welcher ersteren unterlagert. Die Auflagerungsfläche des grobkörnigen Granits auf dem feinen fällt flach gegen Norden, harmonirt also mit der Plattung. Der feinkörnige Granit hält nun auf unserer weiteren Wanderung gegen Süden 150 Schritte lang an. Dann kommt wieder der grobkörnig plattige Granit zur Herrschaft, und jetzt fällt die Grenzfläche zwischen beiden Graniten entgegengesetzt flach gegen Süden.

Ausserdem aber beobachten wir auch drei Apophysen, welche von dem unterlagernden Granit in den überlagernden aufsetzen. Dies sind die berühmten Verhältnisse vom „böhmischen Sitz“.

Weiterhin gegen die Karlsbrücke sieht man die Plattung des grobkörnigen Granits fort gegen Süden doch immer flacher falten. Diese Verhältnisse sind im beistehenden Bilde veranschaulicht. Wir ersehen daraus, dass die besprochenen feinkörnigen Granitmassen eine flachkuppige Gestalt haben und Apophysen in den überlagernden grobkörnigen Granit senden. Die Apophysen streichen Nord-Nord-Ost.



Fig. 5.



Eigenthümlich ist die Klüftung am eben besprochenen Orte. Sie harmonirt nämlich nicht mit der Grenzfläche der beiden Granitarten,

sondern stosst in einem spitzen Winkel an dem feinkörnigen Granit ab; ja an der südlichsten und mächtigsten Apophyse tritt die flache Klüftung ganz zurück und statt ihr eine senkrechte Zerklüftung des Granits auf, welche mit der gleichfalls senkrechten Richtung der Apophyse harmonirt.

Beim Aufsteigen Nord-Ost gegen den Wienersitz und gegen die Strasse, welche nach den „Berghäuseln" führt, trifft man an mehreren Stellen auf feinkörnigen Granit, wohl die Fortsetzung der oben betrachteten Apophysen. Und der Wienersitz selbst ist nichts anderes als eine mächtige feinkörnige Gangmasse mit Nord-Nord-Ost-Streichen. Rechts und links von dieser Masse aber herrscht der grobkörnige Granit.

Folgt man nun dem Fahrwege nach den „Berghäuseln" einige hundert Schritte und steigt dann bergan durch die Felder gegen das Joch, so trifft man auch hier überall groben Granit. Durch diesen aber setzen an zwei Stellen schwache, Nord-Nord-Ost streichende, und ausserdem eine Nord-Nord-West streichende Apophyse. Nähert man sich aber dem Joche, so betritt man das Gebiet des feinkörnigen Granits, welcher von hier an ausschliesslich herrscht. Der ganze Kreuzberg ist eine mächtige flache Kuppe dieses Gesteins. Wir können die betrachteten Verhältnisse etwa mit folgenden Worten charakterisiren:

Der Kreuzberg ist eine unter dem grobkörnigen Granit aufgequollene feinkörnige Granitkuppe. Gegen die „Berghäusler" Fahrstrasse treffen wir auf grobkörnigen Granit, welcher auf dieser Erstreckung die feinkörnige Ergussmasse wie eine Kruste überkleidet. Diese Kruste hält an bis zum „böhmischen Sitz", wo nochmals die intrusive feinkörnige Ergussmasse entblösst ist. An vielen Stellen aber zwischen diesem Orte und dem Kreuzberge wird die grobkörnige, plattig und zugleich in Pfeiler zerklüftete Kruste von feinkörnigen Apophysen durchbrochen.

Auch diese Erscheinung erklärt sich, wenn man den oben geschilderten Vorgang der Masseneruption zu Ende verfolgt. Wir haben aus den in der Natur beobachteten Verhältnissen abgeleitet, dass die jüngeren Eruptionsmassen innerhalb der älteren (nur äusserlich erstarrten) aufquellen und sich ausbreiten. Die nothwendige Folge dieser Vorgänge aber ist die eben geschilderte Erscheinung der Injection: der starre Mantel wird eben den nachquellenden Massen zu enge; es müssen in ihm Risse entstehen und in diese dringen dann die tieferen, leichter flüssigen Massen ein.

Diese Erklärung, welche bereits von Charpentier gefunden worden, harmonirt mit den in der Natur zu beobachtenden Erscheinungen trefflich. Da sehen wir nämlich, dass die Apophysen nicht selten innig verwachsen und verschmolzen sind, und dass die Verschmelzung in der Nähe der unterlagernden Granitmassen am innigsten ist [1]).

Diese Erscheinungen müssen eben eintreten, weil die über dem intrusiven Erguss lagernde Erstarrungsdecke eben nicht auf den flüssigen Theilen liegt, wie eine Panzerplatte, sondern durch Uebergänge mit derselben verbunden sein muss. Die Injectionen dringen

[1]) Naumann: Geolog. II, pag. 219.

nicht in den Klaff eines starren Körpers ein, sondern zuerst durch eine halbweiche, dann durch eine nahezu harte und schliesslich erst in die ganz starre Kruste. Natürlich muss da zwischen dem Injections-Magma und den halb weichen, halb starren durchbrochenen Massen eine Verschmelzung und Schweissung stattfinden, und diese Vermischung wird um so inniger sein, je näher der intrusive Erguss, weil eben dort die durchsetzten Massen noch am beweglichsten sind.

Das ist das wesentliche Merkmal, durch welches derartige intrusive Massen sich unterscheiden von den gemeinen Gängen. Wir stehen hier aber, wie mir scheint, gerade an der Grenze der Begriffe Gang und Schliere. Die Schliere ist mit dem Nebengestein durch Uebergänge verbunden. Der typische Gang ist scharf von demselben abgetrennt. Im einen Falle hat ein fluider oder doch plastischer Körper in einer andern flüssigen, bezüglich plastischen Masse eine Bewegung ausgeführt; im andern Falle liegt die Injection eines flüssigen Körpers in die Spalte einer starren Masse vor.

Ich glaube deshalb diese intrusiven mit dem Nebengestein durch Uebergänge verbundenen Massen passend als Schlierengänge bezeichnen zu dürfen.

Wiederholen wir nun unsere Erfahrung mit Gebrauch der mir passend scheinenden Ausdrücke, so erhalten wir folgende Sätze:

1. Die massigen Eruptionen werden charakterisirt durch die Einheit der Ergüsse, welche in und unterhalb der älteren schon geförderten Massen aufquellen und intrusiv sich ausbreiten.

2. Schlieren, welche innerhalb dieser Ergüsse aufsteigen, werden flächig gestreckt zu Schlierenblättern.

3. Die Erstarrungsdecke wird häufig von Schlierengängen durchbrochen.

Nachdem wir dies festgestellt, können wir nachtragend bemerken, dass die feinkörnigen Granitgänge, welche wir im Capitel IV unter *B* besprochen, gewiss denselben Ursprung haben, wie die in jenem Capitel unter *C* behandelten Apophysen der intrusiven Ergüsse.

Ich habe diese scheinbar unmotivirte Trennung im besagten Capitel nur deshalb durchgeführt, weil die Ansichten über den Ursprung dieser Gebilde so sehr schwanken. Da schien es mir denn richtig, zuerst die nackten Thatsachen hinzustellen und dann in einem besonderen Capitel jene Aufschlüsse zu behandeln, aus welchen wir eine Erklärung schöpfen können. —

Zum Schlusse möchte ich die besprochenen Erscheinungen durch ein einfaches Experiment erläutern:

Wir schneiden in ein Brettchen ein längliches Loch, welches eine Gangspalte vorstellt. Ferner bauen wir auf einem Tische einen Rahmen von Lehm, welcher sich dem Brettchen anpasst. In diesen Rahmen wird ein mässig dicker, rother Gypsbrei gegossen. Darüber wird etwas Gypspulver gestreut, hierüber aber ein dünner Brei von weissem Gyps gebreitet.

Nun setzen wir das durchlöcherte Brettchen auf. Wir pressen das Brettchen nieder und der Gypsbrei tritt aus der Oeffnung hervor, weil der Lehmrahmen das seitliche Entweichen behindert.

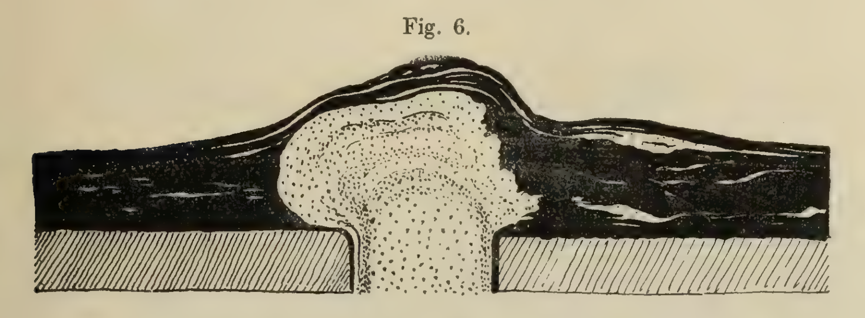
Der weisse dünne Gypsbrei breitet sich auf dem Brettchen aus.

Wir drücken fort; die etwas zäheren rothen Massen steigen innerhalb des weichen weissen Ergusses auf und stauen sich innerhalb desselben zu einer Kuppe, während die älteren überlagernden Ergussmassen zum Theil seitlich abgleiten und schliesslich nur noch als dünne Decke erhalten bleiben.

Durchschneidet man nach eingetretener Erstarrung diese kuppige Aufquellung, so sieht man sehr schön die centrale Kuppe und die concordanten Schlierenblätter, welche sich seitlich flach ausbreiten.

Die beistehende Figur stellt einen solchen Profilschnitt dar.

Fig. 6.



Hat man im Brett mehrere längliche Löcher angebracht, welche mit ihren längeren Axen in einer Reihe hintereinander liegen, so resultiren im Gypsmodell ellipsoide Kuppen, deren grosse Axen in eine Linie fallen.

Durch dies Schulexperiment werden die natürlichen Verhältnisse recht anschaulich dargestellt.

Und nun vollenden wir die Aufführung der Thatsachen bezüglich der Tektonik der Eruptivmassen, welche im Gebiete von Karlsbad zu beobachten sind:

Ausser dem intrusiven Ergusse von feinkörnigem Granit, welcher heute durch Erosion als Kreuzberg vor unser Auge gebracht ist, beobachten wir eine kleine Kuppe feinkörnigen Granits am linken Tepelufer zwischen Sans-Souci und Schlossberg.

Viel grossartiger ist der intrusive Erguss des Arberges.

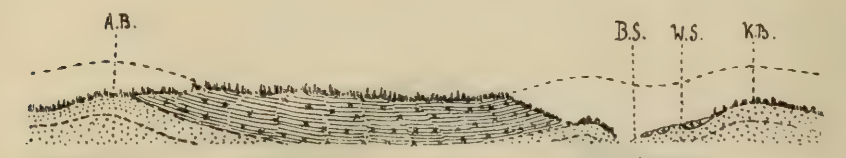
Wenn man von Karlsbad über die Hügel gegen Westen schreitet, bleibt man ununterbrochen im Gebiete des grobkörnigen Granits mit seinen groben rundlichen Klötzen. Etwa 400 Schritte vor dem Gipfel des Arberges aber betritt man den feinkörnigen, scharfklüftigen Granit, und dieser beherrscht den ganzen Gipfel und die nördlichen, westlichen und südlichen Gehänge.

Auf dem Wege gegen Pirkhammer sieht man die Auflagerung des grobkörnigen Granites auf den feinkörnigen gut entblösst. An der Grenze, welche 15—20° gegen Ost fällt, wechsellagern beide Granite; dann erst folgt gegen Osten continuirlich grobkörniger Granit. Doch beobachtet man an mehreren Stellen Schlierengänge, welche den-

selben durchsetzen. Wir haben also hier ebenfalls einen intrusiven Erguss von feinkörnigem Granit vor uns, und seine Mächtigkeit kann sich fast messen mit jener der Kreuzbergmasse.

Ein Profil, welches in west-östlicher Richtung durch den Arberg bis zum „böhmischen Sitz" und von da über den Wiener Sitz gegen den Kreuzberg gelegt ist, würde etwa folgendes Bild geben, dem ich nur beizufügen habe, dass *AB* = Arberg, *BS.* = Böhmischer Sitz, *WS* = Wiener Sitz und *KB* = Kreuzberg sind.

Fig. 7.



Wir sind nun, wie ich meine, genügend vorbereitet, um trotz der schlechten Aufschlüsse die Beziehung der Porphyrmassen unseres Gebietes zu den Granitergüssen zu deuten.

Ich füge zu den am Schlusse des Capitels IV angeführten Daten Folgendes hinzu:

Im Rohlauthale tritt 10 Minuten nördlich von Neurohlau am linken Bachufer ein scharf klüftiges Gestein auf, welches zwischen Felsit und feinkörnigem Granit spielt, und mit feinkörnigem Granit sowohl, als mit den umliegenden Massen des grobkörnigen schlierig verbunden erscheint. Nochmals tritt dieses Gestein auf derselben Bachseite 5 Minuten nördlich von Neurohlau als kleine Kuppe auf und unterteuft hier sichtlich den grobkörnigen Granit. Auch hier schwankt der Habitus zwischen Mikrogranit und Felsit.

Unter Lindig trifft man auf dem Wege gegen den Wolfsberg Porphyrblöcke. Gegenüber dem Ostabhange des Wolfsberges in halber Höhe des Berges tritt derselbe Porphyr auf, schlierig wechsellagernd mit feinkörnigem Granit. Dieses Gestein kann man dann längs des ganzen Südabhanges dieses Berges auf dem Wege gegen Ullersgrün verfolgen. An einer Stelle trifft man anstehende Felsen und hier beobachtet man, dass dieses porphyrige Gestein in schwacher horizontaler Lage im grobkörnigen Granit eingeschaltet und mit ihm durch Uebergänge verbunden ist.

Umgeht man nun den Wolfsberg, so trifft man in halber Berghöhe beim Kloster Maria-Sorg wieder Porphyr. Es scheint hier also in dem besagten Horizont ein flaches Blatt von Porphyr im grobkörnigen Granite eingelagert. Möglicher Weise gehören die Blöcke von Lindig einer Fortsetzung dieses Blattes an.

5 Minuten östlich von Scheft trifft man auf den Feldern Blöcke von dunklem grob- bis feinkörnigen Granit-Porphyr und Porphyr[1]. An etlichen der Klötze kann man einen Uebergang von Porphyr in

[1]) Mit spärlich eingestreuter, zum Theil chloritisirter Hornblende und reichlichen radialfasrigen Concretionen.

Granit nachweisen. Es stehen also beide Gesteine in syngenetischem Verbande.

Aus der Verbreitung der Blöcke ist zu schliessen, dass der Porphyr eine rundliche Masse von etwa 100—200 Schritte im Durchmesser darstellt.

Zum Schlusse wiederhole ich die alte Beobachtung, dass der Porphyr bei Karlsbad als Gang auftritt (Belle Vue), und füge bei, dass diese Gangmasse durch Uebergänge mit dem Granit verbunden, also als Schlierengang zu bezeichnen ist. Demnach steht fest:

1. dass die Porphyre unseres Gebietes mit den Granitmassen gleichzeitig zur Eruption kamen, und

2. dass sie ebenso wie der feinkörnige Granit auftreten, als kuppige Ergüsse (Ziegenschacht), als Schlierblätter und als Schlierengänge.

Nachdem wir bisher unser Gebiet nur stückweise betrachtet, wollen wir nun einen Gesammtüberblick zu gewinnen suchen.

Weissenbach hat, wie wir in der vorigen Untersuchung angezeigt, schon im Jahre 1823 nachgewiesen, dass in Zinnwald eine ellipsoidische Masse von Greisen durch Porphyr umlagert wird.

Eine analoge ellipsoide Kuppengestalt haben nach ihm auch die Granitmassen von Aue und Geyer[1]), welche vom Schiefer überlagert werden. Die grossen Achsen dieser Ellipsoide streichen Nord-Nord-West, bezüglich Nord-West.

Wir haben in unserer Untersuchung über Zinnwald wahrscheinlich gemacht, dass die grosse Achse dieser Ellipsoid-Massen harmonire mit dem Streichen des Ganges, aus dem die Eruptivmassen aufquellen.

Unsere bezügliche Darstellung wird, wie ich meine, zur Gewissheit erhoben durch eine Thatsache, welche von Naumann wiederholt betont wird. Ich meine die Anordnung derartiger ellipsoider Massen nach einer Linie dergestalt, dass die grossen Achsen der Ellipsen sämmtlich mit dieser Linie coincidiren.

So sind die Granitmassen angeordnet im Erzgebirge. Hier liegen auf der Linie Klösterlein-Krandorf in der Richtung Nord-West fünf Granit-Ellipsen hintereinander. Dieselbe Erscheinung bei Aue, zwischen Oberschlema und Auerhammer und an anderen Orten[2]).

Naumann macht aufmerksam, dass diese Anordnungsrichtung harmonire mit der Haupterstreckung der Eibenstocker Granitmasse und mit den Schieferinseln, und dass alle diese Phänomäne mit dem Bau des Erzgebirges gewiss nichts zu thun haben, indem sie dasselbe quer durchstreichen[3]). Der ausgezeichnete Forscher schliesst mit den bedeutungsvollen Worten:

---

[1]) v. Cotta, Gangstudien, 1850, I, pag. 40 ff. Die exakte bildliche Darstellung der daselbst herrschenden Gestaltverhältnisse ist besonders beachtenswerth.

[2]) In Cornwall und im Fichtelgebirge beobachtet man dieselbe Erscheinung.

[3]) Naumann: Geolog. 1854, II, pag. 238, und Naumann: Erläuterungen 1838, II, pag. 140.

„Dergleichen reihenförmige Systeme von Granitinseln lassen sich vergleichen mit den Vulcanreihen und machen es wahrscheinlich, dass auch die wie immer gestalteten Granitmassen ursprüglich auf einer Spalte emporgedrungen."

Ich habe hinzuzufügen, dass wie die Granitellipsen im Schiefer-Gebiete, so auch die feinkörnigen intrusiven Granitmassen im grobkörnigen Granit reihenförmig angeordnet erscheinen, und dass auch die meisten Schliergänge dasselbe Streichen verfolgen.

Die parallele und reihenweise Anordnung der grob- und der feinkörnigen Granitellipsen ist aus der Kartenskizze zu ersehen, welche ich diesem Aufsatze vorangeschickt habe.

Schlussbild.

Nun wollen wir noch das Entstehen und Vergehen eines Granit-Complexes gleich dem untersuchten in ein Gesammtbild zusammenfassen:

In tiefer See brechen auf einer Reihe paralleler Spalten Eruptionsmassen hervor, welche, dem Drucke entsprechend, im Allgemeinen vollkrystallinische Textur annehmen. Die Ergussmassen vereinigen sich zu einem grossen Ganzen.

Aus den Spaltweiterungen erfolgen fort und fort Nachschübe, welche sich intrusiv aufstauen und ausbreiten. Die Gestalt dieser Massen ist flachkuppig.

Die grosse Achse dieser intrusiven Quellungskuppen fällt mit dem Streichen des Eruptionsganges zusammen.

Schlieren werden mit und in den seitlich sich ausbreitenden Ergussmassen zu Blättern ausgezogen.

Da und dort birst die Erstarrungskruste und die klaffende Spalte wird durch die tieferen noch flüssigen Massen injicirt. So bilden sich Apophysen, welche in der Tiefe als Schlierengänge, in der Höhe mehr und mehr mit dem Charakter typischer Ablösungsgänge auftreten.

Die derartig gestalteten Massen werden von Tuff und Tiefsee-Schlamm bedeckt.

Und nun blicken wir auf diese Gebilde, nachdem sie Land geworden.

Die Erosion wirkt; die Schieferdecke wird da und dort, schliesslich überall entfernt. Die oberste Kruste der Ergüsse wird weggenagt und so werden die kuppigen Injectionsergüsse heraus präparirt. Endlich ist die ganze Granitdecke durchfurcht. Sie wird zerstört und es bleibt nur mehr ein System paralleler Granitgänge im Schiefer.

Dies ist das Schlussbild.

VI. Capitel.

Die wichtigsten Zinnbergwerke unseres Gebietes.

Ueber die Geschichte des Zinnbergbaues in den eben geologisch besprochenen Gegenden liegen leider sehr wenig Angaben vor. Ein einigermassen vollständiges Bild lässt sich nur für Platten geben. Doch wollen wir auch die wenigen Nachrichten über die anderen Bergwerke unseres Gebietes zusammenstellen.

Mathesius[1]) schreibt zu Anfang des 16. Jahrhundertes: Englisch Zinn ist noch zu unsern Zeiten das berühmteste und schönste gewesen. Darnach haben bei Mannes Gedenken auch die Seifen vom Hengst, von Ehrbardorf, Geyer und Altenberg trefflichen Ertrag gegeben. Auch Neudeck, Platten, Bäringen und Schwarzwasser muss man gedenken um der Zinnseifen willen[2]).

Der Zinnstein wird geröstet. Dann wird er in das Pochwerk gebracht, darin das Wasserrad die Stämpel hebt (ehemals hatte man Mühlen).

Der Pochschlamm wird über grobe Tücher am Planheerd gewaschen. Dann kommt das Erz in den Ofen.

Kobalt und Eisen kommen oft mit dem Zinnstein vor. Sie machen das Zinn unartig, hart und weissfleckig. Auch Turmalin schadet dem Zinn. Er geht beim Schlämmen nur zum Theil weg, gibt viel Schlacken und macht das Zinn hart und fleckig. Wismuth macht das Zinn mürb. Quarz geht beim Schlämmen leicht weg. Flussspath schadet dem Zinn nicht."

An diesen Bericht reihe ich nun an, was ich in verschiedenen neueren Autoren und Chroniken verzeichnet gefunden:

Hengstererben hat nach Paulus Zinngänge, welche gegen Nord und Osten streichen. Die ersteren sind im Allgemeinen die älteren. Die wichtigste Zeche liegt auf dem Mauritiusgang, welcher gegen Norden streicht. Die Gangart ist Quarz und Thon. In derselben brechen Zinn, Turmalin, Eisenglanz, Chlorit und Arsenkies. Bis auf 2 und 3 Klafter reicht die Imprägnation. Zu Paulus Zeiten machte man aus diesem Gestein eine Sicherung, wovon der Centner 10—14 Pfund Zinn enthielt. Bei 100 Klafter Tiefe traf man damals noch gute Zwitter. Wie weit das imprägnirte Gestein abbauwürdig sei, wurde durch Sicherung des Bohrmehles festgestellt.

Ein „Feld" ordinäres Zwittergestein von 216 Kubikfuss und 410 Centner Gewicht gibt 56—57 Pfund Zinn. Die edleren Gattungen des Zwitter geben aber 150 bis 200 Pfund, also $^1/_2$% Zinn[3])

Vogl[4]) fand in den 50er Jahren das Bergwerk in Verfall. Man beschränkte sich nur noch auf das Nachschiessen. Nach diesem Autor

[1]) Mathesius: Sarepta, Vorrede und 9. Predigt, 4. Aufl., pag. 388 bis 394.

[2]) Als Bergwerke bestanden damals schon seit Langem Graupen, seit kürzerer Zeit Altenberg, Geyer u. Hengst.

[3]) Paulus: Joachimsthal 1820, pag. 196.

[4]) Vogl: Joachimsthal 1856, pag. 27.

streichen die meisten Gänge zwischen hora 12 und 3. — Eine treffliche Besprechung der Verhältnisse dieses Bergwerkes gibt Laube (a. a. O. pag. 105).

Ueber die älteste Geschichte des Bergwerkes wissen wir nur, dass es 1545 aufkam (Mathesius) und bald reichlich schüttete. Im Verein mit Platten und Gottesgab soll es in manchen Jahren 3000 bis 4000 Centner Zinn gegeben haben (Sternberg).

Unter Rudolf II. kam dies Bergwerk sammt vielen anderen in Verfall [1]). Nach dem dreissigjährigen Kriege mag es, nach Analogie zu schliessen, sich einer zweiten grossen Blüthe erfreut haben.

Die roth gefärbten Gewässer der rothen Wistritz trugen den Pochschlamm mit sich und unten im Modesgrund kann man heute den feinen Schlich mit einer Mächtigkeit bis zu 1 Klafter abgelagert sehen. Das deutet jedenfalls auf grosse Bergwerksthätigkeit.

Noch zu Ende des vorigen Jahrhunderts bestanden 14 Pochwerke. In den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts sollen einige Male bis 900 Centner Zinn gewonnen worden sein.

Im Jahre 1805 finden wir das Bergwerk im Besitz der Gemeinde Joachimsthal; es ist aber mit 31.000 fl. im Recess. Fort und fort bis zum Jahre 1854 wurde es verpachtet. Dass aber in dieser Zeit die Geschäfte nicht gut gegangen, der Betrieb kein rationeller gewesen sei, erhellt aus dem fortwährenden Wechsel der Pächter.

In den 40er Jahren waren 80 Mann beschäftigt und die Production betrug bis 150 Centner per Jahr. 1500 fl. wurden damals als Pachtschilling entrichtet. Vom Jahre 1854—1858 steht das Werk still und wird im letzteren Jahre verkauft. Damals arbeiteten nur noch fünf Pochwerke.

In den 60er Jahren mag die Production im Durchschnitte auf 100 Centner geblieben sein.

Im Jahre 1878 endlich ging das Werk in die Hand einer englischen Gesellschaft um einen Preis von 130.000 fl. über. Maschinen und Arbeiter wurden von England gebracht. Dampfpoch- und Schlämmvorrichtungen wurden nach englischem Muster eingerichtet. Der Torf, auf welchen man Anfangs reflectirte, erwies sich als unzureichend und unbrauchbar; nun wird Kohle aus der Karlsbader Ebene bezogen. In loco (Bodewitz) kostet der Centner 8 kr.; der Fuhrlohn bis Hengstererben aber kommt auf 40 kr. per Centner zu stehen [2]).

In den 50er Jahren gab, wie mir versichert wurde, ein Feld Zwitter [3]) im Durchschnitt höchstens 2 Centner Zinn. Damals also blieb der Mittelgehalt unter einem halben Percent.

Ausser diesem Zinnbergwerke bestanden in unserem Gebiete noch folgende: Platten, Ziegenschacht, Halbmeil, Zwittermühl, Goldenhöhe, Bäringen, Abertham, Kaff und Gottesgab. Ferner Hirschenstand, Sauersack, Fribus, Trinkseifen, Neuhammer und Neudeck.

Das erstgenannte Bergwerk soll zum Schlusse dieses Abschnittes behandelt werden. Von den übrigen berichte ich folgende Daten:

---

[1]) Voigt, III, pag. 246.
[2]) Der Fuhrmann braucht für den Weg hin und her anderthalb Tage.
[3]) 20 Fuhren à 25 Ctr.

Zwittermühl führt Ferber[1]) seiner Zeit nur als Silberbergwerk auf. In den Jahren 1744—1770 gewann man 1440 Mark Silber (Plattner Chronik); der Name sagt uns aber, dass es ehedem ein Zinnbergwerk gewesen sein muss.

Bäringen besteht seit 1533 (Mathesius und Albinus). Um 1580 wird es als in Verfall gerathen bezeichnet[2]). Den Mariahimmelfahrtsgang kann man nach Vogl noch heute auf eine Strecke von $^1/_2$ Stunde verfolgen.

Abertham hatte zu Peithner's Zeiten noch ein abbauwürdiges Seifengebirge (pag. 55 und pag. 207). Ferber und Vogl führen es im Wesentlichen nur als Silberbergwerk auf.

Am Kaff wurde zu Ferber's Zeiten noch gebaut. Man verfolgte einen Gang, welcher in den höheren Horizonten vorwiegend Eisen, in den tiefen aber Zinn führte[3])

Gottesgab kam im Jahre 1531 auf, zu einer Zeit, da auch sehr viele andere Bergwerke erschürft wurden. Das Bergwerk war ursprünglich sächsisch, kam aber bald an Oesterreich, während der Zehent dem sächsischen Hause verblieb[4]).

Um die Mitte des 16. Jahrhunderts sollen die Bergwerke Platten, Hengstererben und Gottesgab in manchem Jahr 3000—4000 Centner Zinn gegeben haben (Sternberg). Noch zu Anfang des vorigen Jahrhunderts sollen zu Gottesgab viele Seifen im Gang gewesen sein[5]).

Hirschenstand war bis Ende des vorigen Jahrhunderts thätig. In den 40er Jahren unseres Jahrhunderts wurde es neuerdings aufgenommen, jetzt aber ist es wieder verlassen. Nach dem Berichte des Schichtmeisters Ullmann streichen die wichtigsten Gangzüge in nordöstlicher Richtung durch den Granit[6]).

Sauersack, seit der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts in Betrieb, hatte sehr grosse Baue. 60 Gänge mit einem Streichen zwischen hora 3 und 4 wurden abgebaut[7]).

Im Hartelsberge bei Fribus kann man heute noch vier in der Richtung Nord-Ost streichende Kluftabbaue im Granit auf mehrere 100 Schritte verfolgen. Die Klüfte sind sehr constant etwa 1 Meter breit abgebaut, was uns anzeigt, dass die Imprägnation in der besagten Breite herrschte. Mathesius erwähnt das Bergwerk zuerst[8]).

Nach Jokèly[9]) ging das Bergwerk im Jahre 1622 vom Grafen Nostiz an die böhmische Kammer über. 1626 erfloss eine Begnadigung betreffs des Zinnbergwerkes. Zu Ferber's Zeit war es noch in Gang[10]).

---

[1]) Ferber: Beitrag z. Mineral. Gesch. 1774, pag. 94.
[2]) Voigt III 246.
[3]) Ferber: Mineral. Gesch. 1774, pag. 100.
[4]) Albinus: Chronik, pag. 371, Beyer: Otia metall. 1750, I, pag. 159, 238.
[5]) Peithner, pag. 55.
[6]) Jokèly: Jahrb. d. Reichsanst. 1857, pag. 53.
[7]) Jokèly: Jahrb. d. Reichsanst. 1857, pag. 54.
[8]) Mathesius in der Vorrede z. Sarepta.
[9]) Jahrb. d. Reichsanst. 1857, pag. 65.
[10]) Mathesius: Sarepta, Vorrede.

Neudeck, seit Mitte des 16. Jahrhunderts aufgekommen, gehörte dem Freiherrn von Velss, wurde, da der Besitzer im Jahre 1632 in schwedische Dienste trat, vom Herzog von Friedland eingezogen und ging dann an den Grafen Tschernin über.

Ueber die Ausbeute aller dieser Bergwerke mit Einschluss von Schlaggenwald berichtet Eichler[1]). Die gesammte Production vom Jahre 1782—1801 habe 36.000 Centner Zinn gegeben. Auf das Jahr kamen also beiläufig 1800 Centner.

Und nun gehen wir über zu der Geschichte von

Platten.

Ferber berichtet: Die wichtigsten Gänge streichen zwischen hora 8 und 12. Die Gangart ist mürber Granit, welcher leicht ohne Feuersetzen gewonnen wird. Die Abbaue gingen zu Zeiten des Autor bis 80 Klafter tief. 11 sechsstemplige Pochwerke standen dem Werke zur Verfügung[2]).

Die wichtigsten Documente bezüglich des Bergbaues von Platten befinden sich derzeit in den Händen des Bürgermeisters Herrn Vogl. Es ist dies eine Mappe von Pschorn aus dem Jahre 1794, und die treffliche Uebersichtskarte über den ganzen Bezirk, welche Herr Vogl selbst entworfen. Vielleicht haben wir zu hoffen, dass der ausgezeichnete Forscher seiner Zeit die wichtigsten Daten veröffentlichen werde.

Die Geschichte von Platten[3]) beginnt mit dem Jahre 1532.

Annaberg, Marienberg, Joachimsthal und Gottesgab waren vor Kurzem aufgekommen (Albinus). Da wurde überall geschürft und im Jahre 1531 und 1532 fanden die unermüdlichen Schürfer glücklich die reichen Gänge, welche im Plattenberge aufsetzen. Viele Bergleute zogen zu, insbesondere von Schneeberg, und der Bergbau wurde rege[4]).

Im Jahre 1535, da Platten noch sächsisch war, gab Johann Friedrich diesem Orte die erste Zinnordnung. Platten bekam damals einen Pastor und einen Bergmeister. 1546 fiel es in Folge des schmalkaldischen Krieges an Böhmen. Der Vertrag bestimmte jedoch, die Bergwerksnutzungen, wie auch die Besoldung der Beamten sollen zwischen Böhmen und Sachsen getheilt bleiben.

Im Jahre 1548 erfloss die Ferdinandeische Bergordnung für Platten, Gottesgab, Hengstererben, Bäringen und Kaff.

Rasch war in dieser Zeit das Bergwerk aufgeblüht. Im Jahre 1534 standen nur drei Schmelzhütten. In den Jahren 1541 und 1542 werden noch zwei errichtet; bis zum Jahre 1546 steigt die Summe auf zwölf

Im Jahre 1554 lasteten auf dem Bergwerke zwar 7800 fl. Verlagsschulden, woraus aber noch nicht geschlossen werden darf, dass die Verhältnisse drückend waren, denn ein Schichtkux vom Wolfgange

---

[1]) Eichler: Böhmen vor der Entdeckung Amerikas, 1820, pag. 40.

[2]) Ferber: Mineral. Gesch. 1774, p. 97.

[3]) Die folgenden Daten sind der Chronik von Platten, welche auf dem Rathhause daselbst liegt, entnommen.

[4]) Mathesius: Sarepta, Vorrede, und Melzer: Chronik, II, pag. 1241.

wurde in jener Zeit um 1150 fl. verkauft. Die Gemeinde-Einnahmen beliefen sich im Jahre 1555 auf 120 fl. per Jahr[1]).

In der nächstfolgenden Zeit aber scheint allerdings die finanzielle Lage nicht günstig gewesen zu sein. Im Jahre 1567 werden 64 Kuxe vom Hirschberg um 65 fl. verkauft und in den folgenden Jahren erfolgen mehrere Verpfändungen von Bergwerkstheilen.

In den 80er Jahren breitet sich der Bergbau wieder weiter aus. Im Jahre 1581 wird die 18. und 19. Schmelzhütte errichtet, und die Werke werden lebhaft betrieben. Von dieser Zeit bis Ende des 16. Jahrhunderts herrscht eine Stockung, dann erfolgt ein neuerlicher Aufschwung.

Ende des 16. und anfangs des 17. Jahrhunderts erfolgten binnen 30 Jahren über 100 Muthungen, um 1620 höchste Blüthe.

Auf diesen Aufschwung folgt hier leider wie überall der Niedergang in Folge des 30jährigen Krieges und der Gegenreformation.

Im Jahre 1624 wird der Plattener Pastor vertrieben und von Schlaggenwald, Platten und anderen Orten wandern viele Leute aus. Im Jahre 1631, da die Schweden anrücken, wendet sich die Gesinnung wieder dem Protestantismus zu. Bürger von Platten, welche am Protestantismus festgehalten und sich anderwärts hatten trauen und taufen lassen, verjagten nun den katholischen Pfarrer.

1636 wird jedoch der zurückgekehrte protestantische Pastor wieder abgeschafft. 1640 kehrt er nochmals zurück und erst in Folge der rücksichtslosen Massregeln des Jahres 1650 wird er definitiv ausgetrieben. Die Plattener aber hielten heimlichen Gottesdienst in der Jugler Glashütte auf sächsischem Gebiete, wohin sie nächtlicher Weise zogen. Doch konnte sich der Protestantismus auf die Dauer nicht halten. Im Jahre 1652 ziehen viele fort auf den waldigen Fastenberg drüben in Sachsen und im Jahre 1653 wird durch einen energischen Schlag der Widerstand der Bürger endgiltig gebrochen. Zwanzig der vornehmsten Bürger werden verjagt. Nun, da die Köpfe weg sind, ergibt sich die Gemeinde. Die standhaften Auswanderer aber gründeten Johanngeorgenstadt am Fastenberge.

Die Geschichte dieses Ortes werde ich später ausführlich berichten.

Trotz dieser drückenden Verhältnisse hielt sich Platten viel länger als andere Bergwerke bei mässigem Wohlstande.

1621 war die Mehrzahl der Zechen noch im Ueberschusse. Zu dieser Zeit kamen die Farbwerke auf und warfen grossen Gewinn ab. Vom Jahre 1621—1643 hat man von Schneeberger Kobalten in Platten Farbe erzeugt an 15.000 Ctr. Dies blieb die Haupterwerbsquelle jener Zeit.

Die Zinnbergwerke, welche früher so reich geschüttet, gehen langsam ein. Im Jahre 1637 werden die letzten Zechen auflässig. Im Jahre 1638 steht es auch bereits mit den Farbwerken schlecht. Viele werden verkauft theils in Folge der Auswanderung, theils in Folge der Verarmung.

---

[1]) Der Bauzins betrug 46, der Rathhaus- und Salzzins je 20 fl., die Badestube gegen 10 fl. u. s. w.

Die Regierung suchte durch Drohung den Bergbau wieder zu heben. Im Jahre 1670 erfolgte der Auftrag: die Gemeinde solle den tiefen Stollen wieder aufnehmen bei Verlust ihrer Privilegien. Und wirklich ermannen sich die Leute wieder. Der Bergbau wird aufgenommen und im Jahre 1685 gibt der Gemeindestollen bereits Ertrag genug, um den Zehent zu bestreiten und die zerstörte Kirche aufzubauen.

Nun folgt eine längere Lücke in der Geschichte und es ist nur mehr Folgendes zu bemerken:

1758 erleidet Platten grossen Schaden durch die preussischen Brandschatzungen. Vom Jahre 1758—1769 haben die Plattener an 24.000 Thaler Kriegscontribution an den Feind zahlen müssen. 1770 standen noch 11 Pochwerke [1]). Bis zum Jahre 1870 stand das Bergwerk still. Da wurde es durch Vogl wieder aufgenommen, ist aber derzeit in Folge der ungünstigen Verhältnisse wieder erloschen.

Diese geschichtlichen Daten werden ergänzt durch die folgenden Angaben über Ausbeute, welche ebenfalls aus der Plattener Chronik entnommen sind.

Sternberg gibt an, Platten sammt Gottesgab und Hengstererben hätten um die Mitte des 16. Jahrhunderts jährlich bis 3000, ja 4000 Ctr. Zinn producirt.

Nach den spärlichen Angaben der Chronik mag man annehmen, von den 30er bis in die 60er Jahre habe die Production Plattens von einigen 100 bis nahe an 1000 Ctr. zugenommen. Der Zuzug muss bedeutend gewesen sein. Man griff gewiss auch ganz armes Gestein an, und schraubte so die Production zu einer krankhaften Höhe. Nachdem eine grosse Anzahl Zechen mit anhaltendem Deficit gearbeitet, musste die Reaction eintreten. In diesem Sinne deute ich die Thatsache, dass während der letzten zwei Decennien des 16. Jahrhunderts die Production tief (vielleicht bis gegen 200 oder 300 Ctr.) sank.

Im zweiten Decennium des 17. Jahrhunderts scheint die Production nochmals wohl ebenso hoch emporgeschnellt zu sein, wie in den 60er Jahren des 16. Jahrhunderts. Dann aber stürzt sie in Folge des Krieges und der Gegenreformation auf eine noch nicht dagewesene Weise (von nahe 1000 bis gegen 100 Ctr.).

Von nun an bleibt die Production lange gedrückt und erreicht erst um die Mitte des 18. Jahrhunderts wieder eine Höhe, welche gleichkommt jener der glänzendsten Zeiten, wie aus den folgenden Zahlen der mittleren Jahresausbeute zu ersehen ist:

1650—59	150	1710—19	?
1660—69	?	1720—29	?
1670—79	120	1730—39	300
1680—89	110	1740—49	500 [3])
1690—90	210	1750—59	900
1700—09	240 [2])	1760—69	?

[1]) Ferber: Mineral. Gesch. 1774, pag. 99.

[2]) In diesen Jahren lieferte besonders der Plattenberg gute Ausbeute, in der folgenden Zeit erweist sich der Ziegenschacht (welcher auch zu Platten gehört) als reich.

[3]) Die Conradzeche lieferte während der zwei letzten Decennien allein jährlich im Durchschnitte gegen 300 Ctr. In den 50er Jahren steigt deren Production

In die Mitte des 18. Jahrhunderts dürfte nach diesen Zahlen überhaupt der anhaltendste Aufschwung Plattens zu verlegen sein. Damals waren 6 Schichtmeister, 20 Steiger und 500 Bergleute beschäftigt.

Gleichen Schritt mit dem Aufschwung der Zinnproduction hält auch Eisen und Blaufarbe.

Die Jahresproduction des ersteren steigt von 500 Fuder im ersten Decennium des 18. Jahrhunderts rasch über 2000 und in den 40er Jahren auf 3000. Seit den 50er Jahren aber hält sie sich nur auf 1000—1500. Es muss also, während für Zinn die günstige Zeit anhielt, die Eisenproduction durch natürliche oder Handels-Verhältnisse beeinträchtigt worden sein.

Die Farbenproduction, welche von 1650—1680 sich auf 100 Ctr. pr. Jahr gehalten, steigt Ende des 17. Jahrhunderts über 300 Ctr. und weiter auf 500 und 1000 Ctr., im ersten Decennium des 18. Jahrhunderts auf 2500 und in den 30er Jahren bis 5000 Ctr. Schon in den vierziger Jahren aber fällt sie rasch wieder auf 3000, schnellt anfangs der 50er Jahre auf 6000 empor und hält sich dann auf etwa 4000.

Leider hören von dieser Zeit an die Verzeichnisse der Production auf; doch steht zu vermuthen, dass sie von nun an bedeutend zurückging. Denn erstens verschweigt eine Chronik nicht leicht den Glanz ihrer Stadt; zweitens ging in der andern Hälfte des vorigen Jahrhunderts die Zinnproduction fast allerwärts nieder. Doch hat die Stadt darum nicht an Bevölkerung abgenommen, sondern sie wächst stetig bis in unsere Zeit; Beweis dessen, dass diese Stadt, wie so viele im Erzgebirge, seit dem vorigen Jahrhunderte die Einbusse, welche sie durch den Niedergang des Bergwerkes erlitten, durch anderen, insbesondere industriellen Erwerb auszugleichen wusste.

Ueberblicken wir die folgenden zehnjährigen Durchschnittszahlen der jährlichen Geburten, so sehen wir in den früheren Zeiten recht scharf jedes Wohl und Wehe des Bergwesens in den Geburtziffern ausgeprägt, während in den letzten hundert Jahren das Wachsthum der Stadt unabhängig vom Niedergang der Metallproduction andauert.

Es stellt sich nun die jährliche Geburtenzahl wie folgt:

Decennien	Geburtenzahl	Decennien	Geburtenzahl
1542—49	47	1600— 9	50
1550—59	87	1610—19	50
1560—69	103	1620—29	?
1570—79	60	1630—39	?
1580—89	39	1640—49	?
1590—99	34	1650—59	35

noch höher, so dass wir sagen können, sie habe durch fast ein halbes Jahrhundert etwa zwei Drittel der Gesammtproduction geliefert. Vom Jahre 1772—84 wurde von der besagten Zeche ein reiner Ertrag von 12.000 fl. erzielt.

In diese Zeit fallen viele wohlthätige Stiftungen und Geschenke.

Von Mitte des 18. Jahrhunderts an blüht neben der Conrad- auch die Laurenzzeche.

Decennien	Geburtenzahl	Decennien	Geburtenzahl
1660—69	36	1770—79	79[2])
1670—79	35	1780—89	93
1680—89	41	1790—99	85
1690—99	46	1800— 9	79
1700— 9	55	1810—19	95[3])
1710—19	59	1820—29	119
1720—29	63	1830—39	117
1730—39	82	1840—49	108
1740—49	77	1850—59	116
1750—59	81	1860—69	132
1760—69	85[1])		

1762	hatte Platten	160	Häuser mit	720	Einw.
1781	„	210	„ „	1200	„
1870	„	250	„ „	2200	„

Wir sehen aus diesen Zahlen deutlich, wie die Bergstadt einen modernen Habitus angenommen hat, wie das Leben in einem viel gleichmässigeren Strome fliesst; wie die Häuser immer mehr Menschen aufnehmen, während früher jede Familie ihr Häuschen hatte; wie endlich die Zahl der Geburten im Verhältnisse zur Einwohnerzahl immer geringer wird.

Doch ist hier nicht der Platz, über diese Erscheinungen zu reflectiren.

Wir berichten nun über die wichtigsten benachbarten Zinnbergwerke im sächsischen Gebiete:

Eibenstock[4]).

Bezüglich der Geologie von Eibenstock stelle ich folgende Beobachtungen zusammen:

Freiesleben[5]): Der Zinnstein tritt in diesem Gebiete lager-, strich- und gangweis auf und zwar vorwaltend im Granit, seltener im Schiefer. Das Gestein, in dem das Zinnerz eingesprengt ist, nähert sich oft dem reinen Quarz.

Die Zinngänge von Eibenstock streichen zumeist etwa in hora 9, jene von Karolsfeld hora 4—5, jene vom Ahorner-Gebirge hora 8—9, die vom Rabenberg endlich hora 7—4.

---

[1]) Um diese Zeit kommt auf jedes zweite Haus und auf jeden neunten Einwohner eine Geburt pro Jahr.

[2]) 1772 raffte eine Seuche gegen 400 Menschen weg.

[3]) Auf jedes dritte Haus und auf jeden achtzehnten Menschen kommt eine Geburt pro Jahr.

[4]) Die Literatur bez. der sächs. Bergwerke findet man in Naumann's Erläuterungen 1838, II, in Müller's Collectaneen (in v. Cotta's Gangstudien), und in Jenzsch's. Geolog. Literatur von Sachsen 1876.

[5]) Freiesleben: Min. Kennt. von Sachsen 1817, p. 18 und 35.

Oppe[1]): Die Bestandtheile der Zinngänge sind ebendieselben, wie man sie im granitischen Nebengestein trifft: Quarz, Glimmer, Turmalin, Feldspath und Steinmark oder Porzellanerde.

Das Ganggestein ist eben nichts anderes als eine Partie des Granits, welche von gewissen Klüften aus mit Zinnerz imprägnirt wurde (p. 151).

Das Zinn findet sich im Granit nahe den Klüften eingesprengt, auch lagen- und putzenweise vertheilt. Endlich trifft man das Zinnerz frei ausgebildet da und dort in Drusen (p. 140).

Soweit die Imprägnation reicht, wird der Granit abgebaut.

Die Zinnführung ist um so reichlicher, je reichlicher der Turmalin auftritt. Dies offenbart sich auch in den Seifen, unter denen jene, in welchen viele schwarze Geschiebe vorkommen, besonders hältig sind (p. 147).

Ausserdem ist bemerkenswerth, dass die Zinnerze insbesonders in dem mittel- und feinkörnigen Granit reich sind (p. 183); dass die Schaarung auf die Erzführung günstig einwirkt (p. 188), und dass die Gänge insbesondere nahe der Erdoberfläche abbauwürdig befunden werden (p. 191).

Der Abbau geht höchstens bis 100 Klafter.

In der Auersberger Schieferpartie, welche von vielen Zinngängen durchschwärmt ist, hat man den Schiefer bei 40 Klafter durchsunken. In dem Granit, welchen man in dieser Tiefe erreichte, hatte der Zinngehalt bedeutend abgenommen.

Den Zinngehalt der Pochgänge gibt Freiesleben: Min. Kennt. Sachsen 1817, p. 30 = 2—4, höchstens 6 Ctr. pr. 60 Fuhren, d. i. etwa $^1/_4$—$^1/_2$ Proc. an.

Ueber die Geschichte des Bergbaues in diesem Districte liegen folgende Angaben vor:

Das Bergwerk von Eibenstock ist der Sage nach älter als Schneeberg (welches 1470 anging).[2])

Wenden sollen in ältester Zeit die Gegend bewohnt haben. Durch sie und zugezogene Harzer Bergleute mag das Bergwerk aufgekommen sein. Für die letztere Vermuthung spricht der Umstand, dass die Berge der Gegend zum Theil dieselben Namen haben, wie die Harzer Berge.

Doch sind über diese ersten Zeiten des Bergbaues keine sicheren Nachrichten erhalten. Die älteste Urkunde bezieht sich auf einen Verkauf, durch welchen Schwarzenberg und der Marktflecken Eibenstock von dem Herrn v. Tettau an den Kurfürsten von Sachsen kam (1533). Der Kurfürst ertheilte Eibenstock städtische Privilegien.[3])

---

[1]) Oppe in v. Cotta's Gangstudien 1852, II, p. 140 ff.

[2]) Ipoenander: Eibenstock 1747—1770. Vgl. auch Gmelin: Geschichte des Bergbaues. Oettel (1748, p. 201) meint, die Zinnseifen seien wohl schon durch die Wenden verwerthet worden.

[3]) Oettel: Eibenstock 1748—49, p. 1—5.

Vom Jahre 1546 wird eine Production von 600 Ctr. Zinn erwähnt.[1])

Im Jahre 1560 wird ein Bergamt in Eibenstock errichtet.

Albinus gedenkt, dass Eibenstock vor etlichen Jahren „ein ansehnliches Bergwerk“ und noch zu seiner Zeit ziemlich im Schwunge gewesen sei.

Während des 30jährigen Krieges dürfte das Bergwerk stillgestanden haben.

Vom Jahre 1643—71 wurde für 20.000 fl. Zinn verkauft. (?)

Im Jahre 1695 ist die Production 570 Ctr.[2]), im Jahre 1748 = 393 Ctr.

Spitzenhandel, Eisenindustrie, Branntweinbrennerei und Kartoffelbau haben damals den Leuten geholfen.

Charpentier schildert den Bergbau seiner Zeit als fast erlegen.[3]) Die traurigen Verhältnisse finden ihren Ausdruck in der Fusion der Bergämter von Johanngeorgenstadt, Schwarzenberg und Eibenstock anno 1798. Von diesen drei Bergwerken producirte Eibenstock damals noch weitaus die grösste Menge Zinn. Seit Anfang unseres Jahrhunderts ist die Zinnproduction von Johanngeorgenstadt und Schwarzenberg als erloschen zu bezeichnen.[4])

Dass aber auch Eibenstock seit eben jener Zeit nur mehr vegetirt, ergibt sich daraus, dass in dem Zeitraume 1800—1809 trotz der enorm hohen Zinnpreise von allen drei erwähnten Bergwerken nur eine mittlere Jahresproduction von 120 Ctr. erzielt wurde. Im Zeitraum 1810—1819 sank die durchschnittliche Jahresproduction auf 70 Ctr.

Seitdem ist auch Eibenstock nahezu todt und bringt es in den folgenden Zeiten nur mehr auf 10—30 Ctr. Jahresproduction; ja, in einigen Jahren ist das Ergebniss fast null.

Ueber die Rentabilität gibt folgende Zusammenstellung einigen Aufschluss.

	Durchschnitts-Anzahl der Bergwerke und Seifen, welche mit Ausbeute oder erstattetem Verlage arbeiten		Durchschnitts-Anzahl der Bergwerke, welche frei verbauen od. Zubusse fordern	
Jahr	a) Bergwerke	b) Wäschen	a) Bergwerke	b) Wäschen
1740—49	7	3	20	20
1750—59	4	2	20	10
1760—69	8	6	30	15
1770—79	3	4	30	8
1780—89	3	3	20	6
1790—1800	3	1	10	2

Im Allgemeinen kommen also auf eine active Zeche drei bis fünf passive.

[1]) Oettel: Daselbst p. 212.

[2]) Melzer: Chronik p. 1432. Schwarzenberg producirte zu dieser Zeit etwa 150 Ctr. Zinn. Sämmtliche sächs. Zinnbergwerke dieses Gebietes förderten damals pr. Jahr über 2200 Ctr.

[3]) Charpentier: Min. Geogr. 1778, p. 269

[4]) Ausbeutebogen im Freiberger Oberbergamte.

Nehmen wir Stichproben aus den Ausbeutebogen, so sehen wir, dass bis zum Jahre 1763 das Bergwerk mit sehr mässigen Verlusten arbeitet. Von dieser Zeit aber stürzen die Einnahmen rasch und das Deficit erklärt sich in Permanenz.

So sehen wir denn in den Jahren 1760 - 1790 die Einnahmen von 5000 auf 4000, dann auf 2000 Thaler sinken, während die Ausgaben von 10.000 auf 7000 und 4000 herabgehen. Der Gesammtwerth aller Kuxe ist in dem gleichen Zeitraume von 150.000 auf 100.000 und endlich auf 30.000 Thlr.[1]) gestürzt.

Hieraus ergibt sich, dass während dieser ganzen Zeit durchschnittlich 4 Proc. des Anlagecapitales per Jahr daraufgezahlt werden musste.

So stirbt ein Bergwerk langsam, und es erübrigt uns nur, die Zähigkeit der kleinen Capitalisten zu bewundern und zu bedauern.

Noch einen Blick wollen wir auf die Zinnwäschen dieses Bergwerkes werfen, weil wir bei keinem anderen Bergwerke des Erzgebirges über den ehemaligen Betrieb und Ertrag der Wäschen irgend eine sichere Nachricht haben.

Manès ist der letzte Autor, welcher die Wäschen von Eibenstock in gutem Betriebe sah und schilderte.[2]) Zu seiner Zeit (1824) zogen sich bis zu 2 Kilom. lange und 5—10 Meter hohe Wäschhalden im Thale hin, und einzelne reichten bis in die halbe Höhe des Auersberges hinauf. Von den Arbeitern wurden Wässer durch die noch nicht durchgewaschenen Massen geleitet. Dieses wusch den werthlosen Sand weg, während die schweren Zinnkörner liegen blieben. Die grösseren Gerölle aber wurden, wenn sie schwarz waren (aus der Nachbarschaft von Imprägnations-Klüften stammten), besonders ausgelesen, zerschlagen und geschlämmt.

Die Kosten eines Centners Zinn stellten sich bei dieser Arbeit auf 32—35 Thlr.

Da die Zinnpreise damals zwischen 28 und 35 Thlr. schwankten[3]), ist es klar, dass die Wäschen nicht rentabel gewesen sein können.

Wie es seit Mitte des vorigen Jahrhunderts mit den Wäschen von Eibenstock stand, ersieht man aus den Ausbeutebogen.

Die bedeutendsten und am längsten cultivirten Felder sind jene vom Steinbach und der Sauschwemme. Die ersteren haben 600 Klftr. Sie geben fast mit gesetzmässiger Pünktlichkeit nur jedes vierte Quartal Ausbeute, während sie sich in den übrigen Quartalen frei verbauen, eine Erscheinung, welche sich aus der Abhängigkeit des Wäschbetriebes von der Regenzeit erklärt.

Die durchschnittliche Gesammtausbeute einer Zeche in den Jahren 1740—60 beläuft sich pr. Kux auf etwa 4 Thlr., der Kuxpreis auf 50 Thlr.

---

[1]) Diese Zahl ist gewiss etwas zu niedrig gegriffen, indem viele Kuxwerthe in den letzten Zeiten gar nicht mehr gezeichnet erscheinen.

[2]) Manès: Ann. des Mines 1824, p. 653 u. 655.

[3]) Siehe meine Untersuchung im vorigen Hefte des Jahrb. Cap. Altenberg.

Ueber die Wäschen der Sauschwemme (mit 900 Klaftern Grund) liegen folgende Angaben vor:

Jahr	Ausbeute	Kuxpreis
1740—49	+ 2 Thlr.	25 bis 40 Thlr.
1750—59	+ 4 „	40 „ 50 „
1760—69 [1])	+ 4 „	70 „
1770—79	+ 4 bis 0 u. — 1 Thlr.	80 bis 40 bis 16 Thlr.
1780—89	— 1 (Zubusse)	10 Thlr.

Die fortwährenden Zubussen des letzten Decenniums führten eine Fusion der Sauschwemme mit den Wäschen von Steinbach herbei.

Ein Fusionskux kostet seit Anfang unseres Jahrhunderts etwa 20 Thlr. und verschlingt durchschnittlich pr. Kux und Jahr 2 Thlr. Zubusse. Lange Zeit noch erscheinen aber trotz alledem diese Wäschen gezeichnet.

Ausser diesen zwei grossen Wäschen bestanden noch zahlreiche kleine mit je 100 Klftr. Grund. Ein Kux dieser Wäschen kostete um die Mitte des vorigen Jahrhunderts meist 1—1·5 Thlr.

Nur die zwei grossen Wäschen weisen, wie erwähnt, durch einige Decennien Ueberschuss auf; alle übrigen Wäschen sind in der Regel in Zubusse. Die vielen kleinen Wäschen geben im Durchschnitte jedes zweite oder dritte Jahr einmal in einem Quartal eine kleine Ausbeute. und dann folgen wieder 8—12 Quartale Ertraglosigkeit und Zubusse.

Marienberg und Ehrenfriedersdorf.

Marienberg producirte anno 1695 etwa 500 Ctr. Zinn.[2]) Die Ausbeutebogen geben für die folgenden Decennien:

1740—49	1750	1760	1770	1780	1790	1800	1810 bis 19
310 Ctr.	300	200	130	200	250	300	210 Ctr.

Vom Jahre 1820, wo die Production bis auf 340 Ctr. gestiegen, sinkt dieselbe bis unter 100 Ctr. Oft werden von der Regierung Vorschüsse bewilligt. Im Durchschnitte stellt sich die Production nun in den Decennien

1820—29	1830—39	1840—49	1850—59
200 Ctr.	180	130	70

Seit 1860 ist die Zinnproduction von Marienberg, ebenso wie jene von Geyer nahezu Null, und nur Ehrenfriedersdorf hält sich noch.

Ueber das letztere Bergwerk, welches im 14. Jahrhundert fündig wurde, Mitte des 15. Jahrhunderts aber noch arm war[3]), berichtet Ferber[4]):

[1]) In den ersten Jahren dieses Decenniums gibt der Kux bis zu 10 Thaler Ausbeute.

[2]) Melzer p. 1432.

[3]) Falke: Geyer 1866, p. 9.

[4]) Neue Beitr z. Min. Geogr. 1778, p. 183.

Viele Züge von untereinander parallelen Imprägnations-Klüften streichen hora 6 und führen Zinn. Auch werden diese durchsetzt von hora 12 streichenden Gängen, welche im Schaarkreuz allemal Silber in grosser Menge gebracht haben. Die Zinnproduction von 1695 war nur = 680 Ctr.[1])

Um das Jahr 1730 hat dies Bergwerk jährlich bis 1800, selbst 2000 Ctr. Zinn ausgebracht, um 1770 wurden höchstens 600 Ctr. metallisches Zinn (aus 1200 Ztr. Erz) gewonnen[2])

Anfangs der 80er Jahre wird noch dieselbe Ziffer verzeichnet.[3]) Dann sinkt die Production rasch. Die Ausbeutebogen geben folgende zehnjährigen Durchschnitte:

1790—9	1800—9	1810—9	1820—9
250 Ctr.	160	140	100

1830—9	1840—9	1850—9	1860—9	1870—9
140	150	230	200	100 bis 0

Geyer.

Ueber die Geologie dieses hoch interessanten Bergwerkes kann ich, da es erloschen ist, nur einige historische Angaben mittheilen.

Ueber den Granitstock, dessen Verhalten zum Schiefer und die im Granit aufsetzenden Zinnklüfte berichten die nunmehr anzuführenden Autoren Folgendes:

Charpentier[4]). Am Westabhange des Geyersberges liegt im Granit die grosse Pinge mit 100 Klftr. Durchmesser und über 20 Klftr. Tiefe.

Rings um den Granit herrscht Gneiss. Zwischen dem Granitstock und dem Gneiss bildet der sog. „Stockscheider" den Uebergang. In der Tiefe breitet sich der Stock immer weiter aus (mehrere hundert Klfter.). Der Abbau geht bis 35 Klftr. unter die Oberfläche der Pinge und folgt NO-streichenden Gängen im Granit.

Ferber[5]): Im Gneiss von Geyer ist ein ovaler Klumpen oder Stock von Granit eingelagert. In ihm geht das Bergwerk um und folgt mehreren Zügen paralleler Zinngänge, welche im Granit aufsetzen.

Manès[6]): Ein elliptischer Granitstock setzt im Schiefer auf. Seine längere Axe hat 120—130 M. und erstreckt sich in der Richtung Nord-Süd. Die kurze Axe misst 80—100 Meter.[7])

Der Schiefer, welcher dieses Ellipsoid umgibt, fällt ringsum gleichförmig gegen Nord-West.

Mohs: Die Krystalle des Stockscheider-Granites sind an dem umgebenden Schiefer angeschossen, wie die Krystalle einer Salzlauge

---

[1]) Melzer: Chronik p. 1432.
[2]) Ferber: Neue Beitr. 1778, p. 187.
[3]) Gmelin: Gesch. d. Bergbaues 1783, p. 294.
[4]) Charpentier: Min. Geogr. 1778, p. 203 f.
[5]) Ferber: Neue Beitr. 1778, p. 192 ff.
[6]) Manès: Ann. des Mines 1824, p. 283.
[7]) Die Entfernungen sind viel zu gering angegeben; doch erkennt M. richtig das relative Verhältniss beider Axen.

an den Wandungen des Gefässes. Sie schauen ein- und abwärts gegen die Granitmasse.

Uebereinstimmend sind die Ausführungen von Naumann[1]: Der Stockscheider, welcher den Granitstock von den umgelagerten Schiefern scheidet, ist die sehr grosskrystallinische Kruste des Granits.

v. Weissenbach[2]) gibt eine treffliche cartographische Darstellung der Gestalt dieser Granitmasse.

Man ersieht hieraus, dass die grosse Axe des ellipsoiden Körpers Nord-Nord-West streicht, dass der Umfang der ellipsoiden Masse gegen die Tiefe bedeutend wächst[3]), und dass die Oberfläche der Granitkuppe etwa mit 50° ringsum abfällt.[4])

An der Grenze zwischen dem Granit und dem Schiefer herrscht überall der Stockscheider, eine $^1/_8$—$^1/_2$ Klftr. dicke Kruste bildend, welche mit dem Granit durch Uebergänge verbunden ist. In diesem Stockscheider trifft man viele Bruchstücke von Schiefer an.

Stelzner[5]): Der Granitkegel des Geyer'schen Stockwerkes wird mantelförmig umlagert von dem $^1/_8$—2 Klftr. mächtigen Stockscheider. Diese grosskörnige Kruste schneidet scharf an dem Schiefer ab, während sie durch Uebergänge mit dem feinkörnigen Granite des Stockes verbunden ist. Grössere Bruchstücke des Schiefers, welche sich an der Grenze des Granitstockes im Riesengranite finden, werden nicht vom Riesengranit selbst begrenzt, sondern sind zunächst von einer Kruste feinkörnigen Granites umkleidet.

Schalch[6]) beschreibt eingehend die mineralogischen und texturellen, durch Uebergänge mit einander verbundenen Arten des benachbarten Greifensteiner Granits; er beobachtet Schlieren von porphyrischem Habitus im Greifensteiner Granit und bezeichnet diese an Flüssigkeits-Einschlüssen reichen mikrogranitischen Gesteine treffend als „Porphyrfacies des Granit".

An mehreren Stellen wird concentrisch-kuppelförmige Absonderung des Granits nachgewiesen. —

Ueber die Zinngänge in der Granitkuppe von Geyer sprechen sich dieselben Autoren folgendermassen aus:

Charpentier[7]): Mehrere Züge paralleler Gänge und Klüfte setzen durch den Granit in der Richtung Nord-Ost. Der Granit zu beiden Seiten dieser Klüfte ist bis auf 3—8 Zoll zinnhältig und wird abgebaut.

Diese quarzige und zinnhältige Gangart heisst Zwitter und geht weiterhin in tauben Granit über.

---

[1]) Naumann: Erläuterungen 1838, II, p. 179 f.

[2]) In v. Cotta's Gangstudien 1850, I, p. 40.

[3]) Der Autor zeichnet den Verlauf des Stockscheiders am Tag und im Horizonte des tiefen Hirtenstollens ein.

[4]) Ganz analoge Verhältnisse weist v. Weissenbach bei Aue nach. Dort streicht die grosse Axe des Ellipsoides in Nord-West.

[5]) Stelzner: Granit von Geyer (Beitr. z. Geol. des Erzgebirges) 1865, II, p. 23 f.

[6]) Schalch: Section Geyer — Erläuter. Geol. Karte v. Sachsen 1878, p. 49 bis 59.

[7]) Charpentier: Min. Geogr. 1578, p. 193 u. 205.

Ferber[1]: Viele Gänge streichen in hora 4 (mit steilem Süd-Ost-Fallen) durch den Granit. Sie sind bis 2 Klftr. mächtig und bestehen aus derselben Gesteinsart, wie der Stock selbst (Granit oder Quarz); doch zeichnen sie sich vor diesem Gesteine durch Zinnerzgehalt aus.

Mehrere solche parallele Gänge, welche nahe aneinander liegen, werden Zug oder „Strom“ genannt.

Tölpe[2]: Der Granit des Stockwerkes ist nicht blos von Zinngängen, sondern auch lagenweise mit Zinnerz durchsetzt. Fast aus jedem Stück des Stockwerksgranites können kleine Erzmengen ersichert werden.

Blöde[3]: Die Gänge setzen am Stockscheider ab.

Manès[4]: Der Granit ist von parallelen Klüften durchsetzt und in deren Nachbarschaft zu einer körnigen Quarzmasse umgewandelt. In diesem quarzigen Gestein ist Zinnerz, Wolfram etc. eingesprenkelt und zwar um so reichlicher, je näher der Kluft.

Viele nahe aneinander liegende parallele Gänge bilden einen Gangzug.

Mehrere solche Züge von 6—8 Meter Mächtigkeit setzen im Granite auf. Zwischen ihnen liegt natürlich je ein „Kamm“ (eine Wand) von taubem Granit. Die Kämme sind 2—10 Meter breit.

Ein Gang, welcher viel mächtiger ist als irgend eine der übrigen Klüfte, setzt in hora 6 mit 60—80° Nord-Ost-Fall durch den Granit. Er führt aber blos Quarz und hat ein Salband.

Daubrée[5]: Die Gänge setzen nur zum Theil am Stockscheider ab, zum Theil streichen sie auch durch den Stockscheider in den Schiefer. Dort verarmen sie jedoch.

Stelzner[6]: Die Gangzüge fallen meist 70—75° Nord-West. Oft liegen die Zinnklüfte in einem Gangzuge so nahe aneinander, dass sich die Imprägnationszonen berühren. Dann ist der ganze Complex von Klüften (der ganze Gangzug) abbauwürdig.

Einige Zinngänge setzen auch in den benachbarten Schiefer fort und wurden ehedem abgebaut.

Geschichte von Geyer.[7]

Erst im Jahre 1407 wird Geyer als Ortschaft in einer Urkunde genannt.[8]

Albinus[9]) setzt den Anfang des Bergwerkes um das Jahr 1400. Wahrscheinlich wurde es vom älteren Ehrenfriedersdorf aus angebaut.

[1]) Ferber: Neue Beitr. z. min. Geogr. 1778, p. 195.
[2]) Tölpe: Köhler's bergmänn. Journal 1789.
[3]) Blöde: Leonhard's Taschenbuch 1816, p. 23.
[4]) Manès: Ann. des Mines 1824, p. 286.
[5]) Daubrée: Ann. des Mines 1841, Bd. 20, p. 71.
[6]) Stelzner: Granit von Geyer 1865, p. 37 f.
[7]) Frey: Geyer 1749 enthält eigentlich nur ein Verzeichniss der Pastoren.
[8]) Falke: Geyer 1866, p. 8 eine ausgezeichnete Monographie, aus welcher ich die folgenden Angaben zumeist entlehnt habe.
[9]) Albinus: Chronik p. 20.

Mitte des 15. Jahrhunderts waren Ehrenfriedersdorf und Geyer noch arm, wie man aus mehreren Urkunden schliessen kann.

Im Jahre 1462 wird mehreren Gewerken der halbe Zehent von Silber und Kupfer nachgelassen, weil sie sonst auflässig würden (Falke p. 22).

1467 klagen die Gewerken, dass sie ihr Zinn zum Schmelzen nach Ehrenfriedersdorf abgeben, auch alle Nothdurft auf dem dortigen Markte erkaufen müssten. Oft seien sie genöthigt, ihr Zinn um jeden Preis loszuschlagen, um nur Geld zum Weiterbetriebe des Bergwerkes zu erhalten.

Die zwei letzten Jahrzehnte aber muss sich die finanzielle Lage doch wesentlich gebessert haben, indem um diese Zeit mehrere Söhne von Geyer'schen Familien in Leipzig studiren.

In den 70er und 80er Jahren des 15. Jahrhunderts ist die Jahresausbeute an Silber durchschnittlich 2000—4000 Mark. — 1493 Erste Bergordnung.

Anfangs des 16. Jahrhunderts erhält Geyer den Jahrmarkt. Der Ort ist auf etwa 200 Häuser angewachsen. Mathesius und Agricola bezeichnen die Zinnproduction als bedeutend. Noch immer aber wird das Zinn nach Ehrenfriedersdorf abgeliefert (Falke p. 39, 50, 56).

Die Zeiten scheinen nicht dazu angethan gewesen, dem Bergwerke eine Selbstständigkeit zu verschaffen. Um die Mitte des 16. Jahrhunderts hört man viele Klagen über verfallene Häuser und Armuth; sie bitten um Steuernachlass u. s. f. Die Bergwerksproduction war gewiss nicht bedeutend. Ehrenfriedersdorf producirte damals dreimal so viel Zinn, als Geyer; daher die dauernde Abhängigkeit Geyers.

1560 stehen 250 Häuser, was auf etwa 1800 Einwohner schliessen lässt; doch sind viele Hausungen in üblem Zustande und mit Schulden belastet.

Die Entwickelung der Stadt von dieser Zeit an lässt sich nur beiläufig aus den Stadteinnahmen ersehen. Um 1570 verfügt die Stadt jährlich über 100 Schock Groschen, 1600 über 500 Gulden, 1650 über 480 Gulden, 1720—1760 durchschnittlich über 400 bis 700 Thlr.

Lange währten die Nachwehen des 30jährigen Krieges. 1695 wurden 100 Ctr. Zinn gewonnen.[1])

Zu Anfang des 18. Jahrhunderts hatte die Stadt 170 Häuser und 70 Brandstellen; zu Anfang des 19. Jahrhunderts bestehen 240 Häuser mit 1800 Einwohnern. Aber das Bergwerk hatte leider kein Theil an diesem Aufschwunge der neuern Zeit.[2]) Das Klöpeln und die Posamenterie sind die eigentlichen Erwerbszweige der Stadt geworden.[3])

Schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts waren die Zechen arg in der Zubusse. Im Allgemeinen erhalten sich zwei Dritttheile der Zechen eben am Leben, während ein Dritttheil 2—8 Thlr. Jahreszubusse pro Kux ertragen muss. 30 bis 40 Zechen sind im Ganzen im

---

[1]) Melzer: Chronik p. 1432.
[2]) Die folgenden Daten sind den Ausbeutebogen entnommen.
[3]) Falke: p. 182.

Betrieb, und von ihnen geben durchschnittlich nur 1 bis 4 einige Thaler Ausbeute.

In den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts erfolgt allerdings ein kurzes Aufleben hier wie anderwärts in Folge der günstigen Zinnpreise.

Aber was will das Auffiaggern bedeuten, verglichen mit den langen, elenden Zeiten!

Seit 1772 wird auch Silber verzeichnet, aber die Ausbeute bleibt minimal, während die Kosten sich sehr hoch beziffern. Nur die Nebenproducte: Kies, Vitriol, Arsen und Schwefel bringen etwas ein.

Weder die jährlichen Vorschüsse von 500—2000 Thlrn., welche der Landesfürst gibt, noch der fortwährende Erlass des Zehentes können aufhelfen. Auf jeden Kux kommt pr. Jahr durchschnittlich 1 Thlr. Zubusse.

Die Kuxe fast aller Zechen stehen auf 2—10 Thlr., nur drei Zechen haben einen Kuxwerth von 20—30 Thlrn.!

1773 vereinigen sich endlich die meisten dieser armen Zechen als Zwitterstocks-Gesellschaft. Daneben aber bleibt doch noch eine gute Zahl Sonderzechen bestehen. Ferber[1]) berichtet von den lästigen Rechtsstreitigkeiten zwischen denselben. Kostspielige Durchschläge wurden nöthig, um die Begrenzung der einzelnen Felder zu fixiren.

Trotz der armseligen Zustände aber wurde doch damals ein neuer Stollen gebaut, welcher 28 Klafter Tiefe einbringen sollte. Man hoffte die Baue, welche bis 44 Klftr. niedergingen und wassernöthig waren, durch diesen neuen Bau zu erleichtern. Aber umsonst. Das Bergwerk lebte nicht mehr auf und ist seit Mitte unseres Jahrhunderts so gut wie abgestorben.

Wir wollen, gestützt auf die Angaben der Ausbeutebogen, das Leben der wichtigsten Zechen verfolgen:

Die Hochmuthzeche (welche Silber, Kies und Vitriol producirt) hat in den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts ganz constant 4 Thlr. Jahreszubusse pro Kux. Der Kuxwerth sinkt in diesem Zeitraume von 20 auf 10 Thlr. In den 70er Jahren sinkt die Jahreszubusse auf $2^1/_2$ Thlr; der Kuxwerth bleibt auf 10 Thlr. Fortwährende Regierungs-Vorschüsse fristen der Zeche das Leben.

In den letzten zwei Decennien des vorigen Jahrhunderts hebt sich der Kuxwerth allmählig auf 30 Thlr., während die Jahreszubusse auf durchschnittlich 1 Thlr. sinkt.

Die Hochneujahr-Zeche gibt in den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts durchschnittlich 8 Gulden Jahresausbeute pro Kux und nur etwa jedes zehnte Quartal verbaut sie sich einmal frei (ohne Zubusse); der Kuxwerth steht in diesem Zeitraume auf 60—70 Thlr.

[1]) Ferber: Neue Beitr. z. Min. Geogr. 1778, p. 193.

1761 bis 1762 steigt der Kuxwerth entsprechend der allgemeinen Hausse rasch bis 80 und 100 Thlr., doch ist die gute Zeit nicht von Dauer.

Die Ausbeute sinkt in den folgenden Jahren auf 4 Spec.-Thlr. und dem entsprechend geht der Kuxpreis auf 80, 70 und 60 Thlr. zurück.

Zu Anfang der 70er Jahre ist der Kuxwerth 35 Thlr. 1774 erfolgt die Fusion mit dem consolidirten Stockwerke.

Die lange Zeche gab in den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts durchschnittlich 10 Gulden pro Kux und pro Jahr Ausbeute und kostete damals ein Kux 60—70 Thlr. 1760—1762 schnellte der Kuxwerth auf 80 und 100 Thlr. hinauf. Dann folgten acht Jahre, während welcher sich die Zeche frei verbaute, und der Kuxpreis ging in dieser Zeit auf 70 und 60 Thlr., in den letzten zwei Jahren sogar auf 50 herab.

Anfangs der 80er Jahre sinkt der Preis eines Kuxes auf 20 Thlr. und 1774 tritt die Fusion mit dem Stockwerk ein.

Die Neidhard-Zeche verbaut sich von 1750—1770 meist frei, in den letzten zwei Jahren mit 4—8 Thlr. Jahres-Zubusse. In diesem Zeitraume sinkt der Kuxwerth von 80 bis auf 30, in den letzten zwei Jahren sogar auf 20 Thlr.

1774 Fusion mit dem Stockwerk.

Die alte Zeche Gahrisch im Pochwald hat seit den 50er Jahren constant 4 Thlr. Jahreszubusse pro Kux und einen Kuxpreis von 12 Thlr. Anfangs der 60er Jahre zeigt sich zwar in ihrem Kuxwerth derselbe Aufschwung, welchen alle Zechen mitmachen; aus der Jahreszubusse von 4 bis 5 Thlr. pro Kux kommt sie aber nicht heraus.

Und rasch steigt Mitte der 60er Jahre die Zubusse auf 8 Thlr. und hält sich in dieser Höhe; der Kuxwerth sinkt aber in dieser Zeit auf die alten 12 Thlr. wieder herab.

Diese Zeche sollte die Fusion nicht erleben, sondern erlag schon vorher im Jahre 1771.

Aber im Jahre 1775 wird sie wieder aufgenommen und hält sich bis Ende des Jahrhunderts selbstständig, aber immer passiv.

Die Jahreszubusse bleibt auf der altgewohnten Höhe von 8 Thlr.; der Preis der Kuxe aber ist auf 4 Thlr. Im Jahre 1779 fällt die Zubusse fast auf Null und der Kuxwerth steigt auf 6 Thlr. Dann aber kommen wieder die alten Zubussen von 4, 5, 8 Thlr. pro Kux und der Werth fällt auf 4 Thlr. So bleibt es bis zum Jahre 1791, wo der Kuxwerth bei gleicher Zubusse vorübergehend auf 15 Thlr. steigt. Dann aber erfolgt der Rückschlag und bald auch die endliche Auflösung.

Während dieser Zeit bleiben die finanziellen Verhältnisse der seit 1774 bestehenden Stockwerks-Gesellschaft ziemlich beständig. Der Kuxwerth ist 200 Thlr.; die Jahreszubusse ist und bleibt

12 Thaler pro Kux. In keinem einzigen Jahre wird Ausbeute vertheilt.

Dass der obige Kuxpreis nur nominell war und für den Verkehr nicht galt, ersieht man aus der Thatsache, dass die officielle Kuxtaxe vom Jahre 1833 an ganz ohne Vermittlung nicht mehr mit 200, sondern mit 20 Thlr. und später gar nicht mehr gezeichnet wird.

Ich erkläre mir diese Thatsache daraus, dass eben schon längst ein niederer Kuxpreis gang und gäbe war, dass aber der finanzielle Niedergang erst im besagten Jahre officiell anerkannt wurde.

Mancher Unerfahrene mochte, durch die officielle Kuxtaxe verleitet, schweren Schaden gelitten haben; dies war wohl höheren Ortes gewürdigt worden und darum erscheint von nun an in den Ausbeutebogen regelmässig die Notiz, dass die amtliche Kuxtaxe für den Ankauf von Kuxen keinen sicheren Anhalt biete. In späteren Zeiten wird die Zeichnung der Kuxtaxe überhaupt aufgegeben.

Zum Schlusse gebe ich die zehnjährigen Durchschnittswerthe der Jahresproduction:

1750—1759	jährlich	560	Centner	
1760—1769	„	440	„	[1]
1770—1779	„	300	„	[2]
1780—1789	„	200	„	
1790—1799	„	170	„	[3]
1800—1809	„	70	„	
1810—1819	„	130	„	
1820—1829	„	180	„	
1830—1839	„	80	„	[4]
1840—1849	„	40	„	

Manès[5]) versucht, die Gesammtproduction des Bergwerkes zu berechnen. Er schätzt die Menge, welche bis zum Jahre 1700 abgebaut wurde, auf das Doppelte der von 1700 bis 1778 abgebauten. Im letzteren Zeitraume wurden nach seiner Angabe 22.300 Ctr. Zinn gewonnen. Unter der Voraussetzung, dass seine Annahmen richtig, und unter der ferneren Voraussetzung, dass der Gehalt ziemlich constant gewesen, würden dann von 1400 bis 1700 etwa 45.000 Ctr. Zinn gewonnen worden sein.

---

[1]) Der grosse Bruch beschränkte damals den Abbau auf die oberen Teufen.

[2]) Vom Jahre 1772 an erscheint Kies und Silber verzeichnet und wird jährlich die Bilanz gezogen.

[3]) 1770 bis 1790 jährlich durchschnittlich 3000 Thlr. Zubusse. Ehrenfriedersdorf producirte zu jener Zeit etwa dreimal mehr Zinn, als Geyer. Falke gibt (pag. 173) die Production zu niedrig an.

[4]) Seit jener Zeit sind die Bergämter von Geyer, Ehrenfriedersdorf und Marienberg vereinigt. Doch wird die Production in den Ausbeutebogen besonders verzeichnet. Nur Ehrenfriedersdorf behält in den folgenden Decennien noch eine beachtenswerthe Zinnproduction.

[5]) Manès: Ann. des Mines 1824, pag. 288.

Ueber den Gehalt der Gesteine liegt nur eine Angabe vor.

Zu Ferber's[1]) Zeiten gaben 1 Schock (60 Karren à 5 Ctr.) Zinngestein 1—2 Ctr. Zinn und mehr, also $^1/_3$ bis $^2/_3$ %.

Zu Manès'[2]) Zeiten stellten sich die Selbstkosten für einen Centner Zinn auf 35 Thlr.

Die Zinnpreise schwankten damals zwischen 28 und 29 Thlr.; 1200—1500 Thlr. Deficit war die nothwendige Folge dieser Verhältnisse.

Da die Zinnpreise im Allgemeinen so niedrig blieben, hörte auch das Deficit nicht auf.

In den 20er Jahren war der Zinngehalt der Gesteine 0·2 bis 0·3 % (selten 0·7)[3]).

Geschichte von Johanngeorgenstadt.

Engelschall (pag. 8—14)[4]): In den Jahren 1624 bis 31 wurde Platten, dessen Bürger von Mathesius als wackere Protestanten gekannt waren, wieder katholisch gemacht. Ein katholischer Priester kommt in's Land, bespricht sich freundlich mit den Bürgern und gibt ihnen allerhand angenehme Versicherungen, sofern sie sich bei Zeiten zur Annahme seiner Lehre bequemten, da hingegen die Hartnäckigen sich aller Vortheile verlustig machen und doch endlich gezwungen es werden thun müssen.

Die Bürger aber blieben zum grossen Theile treu. Sie kamen an verschiedenen Orten, auch zu Abertam oder Joachimsthal zusammen; zuletzt mussten sie die Nacht wahrnehmen und wanderten oftmals heimlich hierüber in die Jugler Glashütte auf sächsichem Boden, wo ihr vertriebener Pastor sein Dasein fristete. Der tröstete sie getreu mit Gottes Wort.

Soweit es sein musste, bedienten sich die Plattner wohl des päpstlichen Lehrers. Sie liessen ihn copuliren und taufen. Zur Communion aber wanderten sie immer nächtlicher Weile hinüber zur Jugler Hütte.

Aber immer härter wurden sie bedrängt, so dass sie am Ende wohl daran denken mussten, was ihnen lieber sei: daheim und katholisch, oder verbannt, doch glaubenstreu.

Auf dem Fastenberge standen damals zwei kleine Waldhäuslein und eine Bergschmiede. 1652 gesellte sich zu jenen Einsamen der erste Plattner, und bald folgten deren mehr.

1653 kam eine Commission nach Platten. Die gab zu verstehen, dass, wenn die Bürger des Kaisers Willen nicht folgen wollten, sie

---

[1]) Ferber: Neue Beitr. 1778, pag. 200.

[2]) Manès: Ann. des Mines 1824, pag. 300.

[3]) Stelzner: Granit v. Geyer 1865, pag. 39.

[4]) Engelschall: Johanngeorgenstadt 1723.

arme Auswanderer werden müssten. Wollten sie sich aber bequemen, so würden sie wohl gedeihen im väterlichen Erbe. Die Bediensteten wurden mit Amtsverlust bedroht.

Der Bürgermeister Löbel und der Stadtrichter Röber aber erschracken nicht, sondern bedankten sich für die bisher genossene kaiserliche Gnade und zogen ab.

Die in Böhmen zurückblieben, sagten da wohl: Die ziehen in's Hungerland!

Aber sie zogen fort und mit ihnen viel arme Leutlein zu Hauf, die alle dem lieben Gott traueten, dass er sie ernähren würde.

Der katholische Priester aber predigte in Platten.

Und er frug einen, der ihn gehört, er solle ihm doch sagen, was für Missfallen er daran gefunden.

Da fiel die Antwort: Die Predigt hat mir wohl gefallen, aber meine Religion kann ich doch nicht lassen, sondern will verbleiben, worin ich geboren und erzogen bin. Will man mich aber ferner so nicht dulden, so will ich weichen.

Und viele der Hartnäckigen wurden in's Gefängniss gebracht nach Joachimsthal. Da fielen etliche vom Glauben ab.

Andere aber zogen fort und nahmen die Nacht zu Hülfe, um etwas vom Besten und ihr Vieh mitnehmen zu können.

Da die Anzahl der Exulanten am Fastenberg auf 100 Familien sich belief, ist die schlechte Bequemlichkeit leicht zu erachten, wie denn in Schürer's Häuslein im Wald allein 23 Paar Eheleute mit ihren Kindern lagen.

Nun baten sie den Kurfürsten und schrieben ihm (pag. 20):

„Dieweil ihre kaiserliche Majestät gänzlich darauf beruhen, die Religion zu reformiren, so haben wir, Berg- und Handwerksleuleute von Platten, welche diese Religion nicht annehmen können, nach viel ausgestandenen Kriegspressuren vollends unsere armen Hüttlein verlassen und in's liebe Exil uns begeben müssen.

„Nachdem nun aber all unser Vermögen dahin, bitten wir in unterthänigst und gehorsamster Demuth Euer kurfürstliche Durchlaucht geruhen allergnädigst, uns und unsern armen Weibern und Kindern ein Oertlein dieses Ortes am Fastenberge zu verehren und ein Stück Raum und Holz zu bauen und es uns aus Gnade zu lassen um einen leidlichen Erbzins

„Dieweil wir hoffen — — —."

„Euer kurfürstl. Durchlaucht unterthänigste und gehorsamste"

(Folgen die Unterschriften von 39 Familienvätern.)

Fastenberg 12. Febr. 1654.

Nach einer Woche schon wird unseren Exulanten Grund gegen Erbzins, Holz aber unentgeldlich angewiesen (pag. 42).

Der Schulmeister von Schwarzenberg vermisst die Grenzen der Wohnstätten und erhält dafür 10 Thlr. von der Gemeinde. Wo der Marktplatz werden soll, wird der Wald gerodet. An 1700 Stämme werden gefällt (pag. 42).

Am 10. Mai wird die erste Thürschwelle gelegt; aber lange noch mussten sich die Meisten mit den halbaufgebauten Hütten behelfen und beregnen und beschneien lassen. Acht Jahre nach der Gründung hatten etliche Häuser am Marktplatz noch keine Fenster.

Das war ein armes Leben und etliche wurden am Ende in der magern Fremde stützig, kehrten zurück in ihre Heimath und liessen sich die Fleischtöpfe wieder gefallen; daher pflegten die katholisirten Böhmen zu sagen: „So lange die Lutheraner Bäcker's Psalter singen hören, bleiben sie gute Lutheraner. Wenn sie aber schmal leben und sich den Rauch beissen lassen sollen, dann fallen sie ab, wie das unreife Obst und laufen wieder nach den böhmischen Brötlein."

Manche entbehrten auch ihre schöne Kirche und Chormusik schwer und kehrten darum zurück (pag. 37).

Dafür aber zogen wieder neue zu von Bäringen, Abertham, Gottesgab und Graslitz (pag. 27).

So ward die Stadt begründet und bald auch Pastor und Schullehrer berufen. Der letztere war zugleich Kirchner. Zwölf Jahre zog er von Haus zu Haus mit seinen Schulkindern, bis im Jahre 1666 die armen Bürger das Geld aufbrachten für die Schule. Mit welcher Freude der Schulmeister nun seine Schulwohnung bezog, lässt sich leicht erachten, obgleich die Schule damals nur ein Zimmer und ein Fenster hatte (pag. 55).

Im Jahre 1656 hatte die Stadt schon ihre Privilegien bekommen und ward ein Rath berufen. Der war Anfangs unbesoldet. Der Bürgermeister aber hatte wöchentlich 16 Groschen und der Richter 8 Groschen.

Seit 1720 erhielt der Bürgermeister wöchentlich 1 Thlr. 12 Groschen, der Richter 16 Groschen und der Schreiber 1 Thlr. 18 Groschen (pag. 91, 96).

Das Bergwerk ging in dieser Zeit recht erträglich. Anfangs, schon vor den Exulanten, hatten zwei Bergleute am Fastenberg Zwitter gefördert; doch stund es damals noch recht schlecht, und wollte einst eine Bauersfrau, der ein Bergmann für eine Rübe einen Kux bot, die Rübe nicht geben, denn sie dachte, der Kux sei keine Rübe werth.

Die Gewerken konnten keine Zubuss mehr zahlen und in der letzten Schicht fuhren sie ohne Brod an. Da kamen unverhoffte Anbrüche und auch ein Vorschuss vom Kurfürsten und das Bergwerk hatte Bestand.

Soweit habe ich ausführlich dem wackeren Engelschall nacherzählt, weil mir dieser Anfang des Bergwerkes wohl merkwürdig genug erscheint und weil wir doch sonst von keinem unserer Bergwerke den ersten Anfang wissen.

Nun aber soll in gewohnter Weise kurz und trocken weiterberichtet werden:

Die letzten zwei Decennien des 17. Jahrhunderts ging es unserem Bergwerke recht gut, während die meisten übrigen Bergwerke lahm lagen [1]).

1714 muthete Drechsler auf Schmirgel und bekam für dies erste inländische Schmirgel Bergwerk ein Privilegium. Vorher hatte man allen Schmirgel aus Spanien und England bringen müssen [2]).

1720 waren an 1000 Arbeiter. In den folgenden Jahren aber sank die Zahl wieder auf 700. Bisher hatte man nur mit Haspel und Karren gearbeitet. Jetzt aber wurde ein Göpel gesetzt (pag. 179).

Die Ausbeute an Silber war 1662—1722 = 588 Ctr. Silber (pag. 257).

Vom Jahre 1740 an laufen die Ausbeutebogen; sie geben die Fortsetzung der von Engelschall geschriebenen Geschichte.

Es bestehen um jene Zeit 25 gesellschaftliche Zechen mit 1 bis 2 Thlr. Quartal-Zubusse pro Kux und nur 4—5 Zechen geben Quartal-Ausbeuten von 4—12 Thlr. Kuxe mit durchschnittlich 1—2 Thlr. Quartal-Ausbeute gelten 40—60 Thlr. Kuxe mit 1—2 Thlr. Jahres-Zubusse kosten meist 20—40 Thlr.

Ausser den besagten Zechen werden noch 30—40 Eigenlöhner-Zechen und viele kleine Seifen mit meist 50 Klaftern erwähnt; doch erscheint weder ihr Ertrag, noch ihr Kuxwerth verzeichnet.

Auch die gesammte Rohproduction wird in dieser Zeit von den Ausbeutebogen noch nicht angegeben.

Das aber steht fest, dass das gesammte Bergwerk die letzten Decennien seines erst hundertjährigen Bestandes summa summarum mit Deficit arbeitete. Trotzdem wird das 100jährige Jubiläum mit Aufwand gefeiert.

Im Ausbeutebogen von 1767 wird gesagt, dass vom Jahre 1654 bis 1766 producirt wurden: 46.000 Mark Silber, 1200 Ctr. Zinn, 900 Ctr. Kobalt, 300 Ctr. Schwefel, 12.000 Ctr. Kies, 4500 Fuder Eisenstein. Die Ausbeuteziffer wird angegeben, die Zubussen aber übergangen [3]).

Aus den Ausbeutebogen ist ersichtlich, dass das Bergwerk in den letzten Zeiten von einigen Zechen jährlich 8000 bis 4000 Thlr. Ausbeute gab, während 30 gesellschaftliche Zechen durchschnittlich 1 bis 2 Thlr. Zubusse pro Kux quartaliter entrichten müssen. Die grosse Zahl der Eigenlöhnerzechen wird aber noch immer nicht in der Rechnung berücksichtigt.

Im Jahre 1767 kauft der Kurfürst, um das Bergwerk, insbes. die Silberproduction, zu heben, viele Kuxe. Trotzdem sinkt die Ausbeute in den folgenden Jahren auf 3000—2000 Thlr. und die Zubussen steigen relativ.

---

[1]) Engelschall pag. 175.
[2]) Daselbst pag. 189.
[3]) S. auch Ferber: Neue Beitr. Min. Geogr. 1778, pag 262.

Seit 1773 ist Johanngeorgenstadt mit Schwarzenberg vereinigt. In den 70er Jahren ist die jährliche Zinnproduction durchschnittlich 20 Ctr., in den 80er Jahren 40 Ctr.

Im Jahre 1798 wird mit den zwei Bergwerken auch noch Eibenstock vereinigt.

Die Zinnproduction aller drei Orte ist seit dem zweiten Decennium unseres Jahrhunderts sehr gering. Schwarzenberg und Johanngeorgenstadt können seit dieser Zeit so gut als erloschen betrachtet werden und nur Eibenstock vegetirt noch, wie wir oben gesehen, einige Zeit, um erst in unseren Tagen zu erlöschen.

Ueberblicken wir nochmals die Ausbeuten von Johanngeorgenstadt, so finden wir, dass es in dem Zeitraume 1654—1800 durchschnittlich pr. Jahr nur 60 Ctr. Zinn producirte, dann aber langsam ganz erlosch.

Rückblick auf die Geschichte der Bergwerke.

Da die vorstehenden Daten für die meisten Leser ungeniessbar sein dürften, will ich noch einen ganz kurzen Ueberblick anfügen:

Die meisten Zinnbergwerke von Böhmen und Sachsen wurden im 15. und 16. Jahrhundert gegründet. Einige Decennien nach deren Gründung erfolgt die erste Blüte. Diese ist fast immer ephemer. Es scheint in Folge des wachsenden Rufes der Zuzug fremden Capitales so gewaltig gewesen zu sein, dass für kurze Zeit ein höchst extensiver Abbau Platz griff. Viele Zechen arbeiteten in werthlosem Gesteine. Sie mussten nach kurzem Bestehen absterben. Es erfolgt ein Krach, Verarmung, Auswanderung. Dann hält sich das Bergwerk auf einer mässigeren Höhe der Production.

Abgesehen von diesem rein localen Auf- und Niedergehen, erweisen sich gewisse Zeiträume gleichmässig günstig für alle Zinnbergwerke. Die Mitte des 16. und Anfang des 17. Jahrhunderts sind besonders befriedigend.

Der dreissigjährige Krieg vernichtet fast sämmtliche Bergwerke für einen langen Zeitraum. Manche Bergwerke haben sich von diesem Schlage nicht mehr erholt. Für andere aber bringt die erste Hälfte des 18. Jahrhunderts einen dauernden Aufschwung mit sich, welcher in einigen Fällen gewiss alle früheren Blütezeiten sich messen kann.

Von der Mitte des 18. Jahrhunderts sinkt die Production stetig; einige Bergwerke erlöschen. Anfangs des 19. Jahrhunderts erfolgt in Folge der Continentalsperre für kurze Zeit ein Aufschwung. Nicht allen aber konnte selbst eine so gewaltige Preissteigerung aufhelfen. Nach Aufhebung der Continentalsperre erlöschen die meisten Zinnbergwerke.

Ueber die Bilanz der besagten Bergwerke erhalten wir leider erst seit der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts Nachricht. Die Rechnungen jener Zeit weisen noch erträgliche Ziffern auf. Dann aber

folgt eine unglaublich lange Zeit des Deficits. Dass trotzdem die Bergwerke fortbestanden, erklärt sich aus dem Wesen des Bergwerkbetriebes:

Die einzelnen Gruben befanden sich in verschiedenen Händen. Einige brachten Gewinn ein, andere arbeiteten ohne Verlust, die Mehrzahl aber hatte ein Deficit, dessen Grösse, wie betont, die Einkünfte der activen Zechen überwog.

Wären alle Zechen in einer Hand vereinigt gewesen, so hätte man nach einer gewissen Wartezeit das Bergwerk eingeschränkt oder aufgegeben. So aber wurden die passiven Zechen angeeifert durch die activen. Sie zahlten Zubusse, und wenn sie das nicht mehr konnten, fanden sich doch immer neue Capitalien, welche im Hinblick auf die Ausbeutezechen wieder das „Glück" versuchen wollten.

So spielte sich ein Spiel ab, vergleichbar der Lotterie. Hier wie dort war das ganze Geschäft unvortheilhaft; hier wie dort aber hält es sich, weil eben Einzelne durch ihr Glück immer neue Unternehmer heranziehen.

Dieses trostlose und langwierige Verbluten der kleinen Capitalisten hat erst in neuerer Zeit aufgehört, seitdem die Bergwerke in grosse Hände übergegangen sind. Heute kann sich ein unrentables, mithin das Volk im grossen Ganzen schädigendes Unternehmen nicht auf die Dauer halten.

Wir wünschen uns Glück zu dieser gesunden Gestaltung und hoffen, dass, nachdem die australischen Wäschen nachgelassen haben werden, einige unserer Zinnbergwerke wieder aufblühen werden. Wir erwarten nicht eine fabelhafte Rentabilität, sondern wollen zufrieden sein, wenn nur ein mässiger, aber reeller Gewinn dem Volke zufliesst.

Graz, Nov. 1878.

Inhalt.

Notiz über die Tektonik der Vulcane von Böhmen.[1]

Von Ed. Reyer.

I. Einleitung.

„Böhmen wird von den Nachbarländern durch Gebirge geschieden und gleichsam mit natürlichen Mauern umgeben" — so äussert sich Ferber.[2])

Die Aufnahmen, welche unter v. Hauer's Leitung ausgeführt wurden, haben gezeigt, dass das ganze Land eine gewaltige Scholle sei, welche über die gleichzeitigen Gebilde der Umgebung seit alten Zeiten schon als Insel emporragte.

Auf dieser Insel wurden von dem Devon bis in die neuere Zeit keine Sedimente abgelagert, während in den Gebieten ringsum die Sedimentirung fast ununterbrochen andauerte.

Gegen West ist der Rand der besagten Scholleninsel gebirgig aufgestaut[3]); gegen Nord aber bricht die Scholle vor und längs des Erzgebirges plötzlich ab.

Die abgeklüfteten Pfeiler und mauerförmigen Stücke der grossen Scholle sind hier in die Tiefe gesunken und zum Theil von jüngeren Gebilden bedeckt.

Vor dieses lange Bruch- und Senkungsgebiet legt sich das Erzgebirge, welches im Sinne des Geologen aber nicht mehr zu Böhmen, sondern schon zu Sachsen gehört; denn es ist nichts anderes als der Rand des sächsischen Landes. Wo dieser Rand mit der abgebrochenen böhmischen Schollengrenze zusammenstösst, da ist der erstere zu einem Gebirge gestaut. Wie also das böhmische Land gegen Baiern sich aufstaut, so hat hier das sächsische Land gegen Böhmen ein Gebirg aufgeworfen.

---

[1]) Die petrographische Beschaffenheit der Gesteine wird in dieser Skizze nicht berücksichtigt. Andesite, Phonolithe und Phonolith-Trachyte scheinen die herrschenden Typen.

[2]) Ferber: Min. Geogr. v. Böhmen 1774, p. 3.

[3]) Siehe Gümbel: Das ostbair. Grenzgebirge 1868.

Längs des oben erwähnten Grenzgebietes, welches das Erzgebirge von der böhmischen Scholle trennt (Egerthal), sind schon zur Kreidezeit Senkungen eingetreten und diese haben sich zur Tertiärzeit wiederholt.

Hoch liegen die älteren Tertiärsedimente sowohl längs der südlichen Abhänge des Erzgebirges, als auch auf den noch stehen gebliebenen Rändern der böhmischen Scholle, während junge tertiäre Sedimente und Eruptivgebilde in dem tiefer eingesenkten Gebiete der Egerebene ruhen.[1]

Die letzterwähnten Eruptivgebilde sind Gegenstand unserer Notiz.

v. Born[2]) und Ferber[3]) haben die Vulcane dieses Districtes zuerst theilweise untersucht und besprochen; ja, der letztere Autor erkennt auch bereits die Beziehung der Sedimente zu diesen Vulcanen. Indem er vom Erzgebirge in der Gegend von Graupen in die Teplitzer Ebene niederblickt, glaubt er sich zurückversetzt in jene alten Zeiten, da das Erzgebirge ein Seeufer, die Ebene von Teplitz aber ein weiter See gewesen. Aus dem See ragten damals die Vulcane als mächtige Kuppen auf.[4]

In diesem Vulcangebiete habe ich nun mehrere Wanderungen ausgeführt, und was mir hierbei aufgefallen, möchte ich hier mittheilen.

II. Der Schlossberg von Teplitz

wurde von mir im vorigen Jahre besucht mit der Absicht, das Eruptivcentrum festzustellen, aus welchem diese Phonolithmasse stammt.

Ich stellte mir vor, irgendwo in der Ebene sei der Hauptgang zu suchen, von welchem diese Ergussmasse herrühre. Ich dachte mir den Schlossberg als das Erosionsrelict eines Stromes, welcher von einem mächtigen Tuffvulcane der Ebene abgeflossen.

Die Plattung des Phonolithes sollte mir über die ursprüngliche Gestalt des Stromes und über seine Herkunft Aufschluss geben.

Ich beobachtete nun das Streichen und Fallen der Plattung. — An der Westseite des Berges fand ich das Fallen steil West. Dann stieg ich längs der Südseite des Schlossberges in der Richtung von West gegen Ost langsam auf.

Im Anfange dieses Weges, nahe dem Fusse des Berges, fallen die Platten steil (70°) gegen West-Süd-West. Beim weiteren Anstieg gegen Ost beobachtet man auf einer langen Strecke 70 bis 45° Süd-Süd-West- und Süd-Fallen. An der Ostflanke des Berges, nahe dem Gipfel, fallen die Platten gegen Ost und Nord-Ost.

---

[1]) Siehe v. Hochstetter: Jahrb. d. Reichsanstalt 1856, p. 1, u. v. Hochstetter: Karlsbad p. 37 f.; Jokely: Jahrb. d. Reichsanstalt 1858, p. 400, 519 uhd 536; Suess: Entstehung der Alpen 1875, p. 74.

[2]) v. Born: Briefe über Vulcane etc. 1773

[3]) Ferber: Min. Geogr v. Böhmen 1774, p. 29, und Neue Beitr. 1778.

[4]) Ferber: Min. Geogr. v. Böhmen, 1774, p. 139.

Auf drei Seiten des Berges fällt die Plattung also in gleichem Sinne mit den Abhängen.

Die Plattung des Phonolithes ist bedingt durch parallele Anlagerung der Feldspathblättchen im Magma und durch Schlierenblätter. Die Abkühlungsklüftung musste diesen präexistenten Blättern im Magma folgen.

Ferner ist es unserer vorhergehenden Arbeit zufolge evident, dass die Schlierenblätter sich der ursprünglichen Strömung anpassen müssen. Es wird also die Plattung Aufschluss geben über die ursprünglichen Strömungsverhältnisse.

Ich schloss weiter: Fallen die Platten des Schlossberges nach drei Seiten des Berges im gleichen Sinne mit den Bergflanken, so ist diese Kuppe möglicherweise das Ende eines Stromes; an einer Stromzunge müsste man eine übereinstimmende innere Structur beobachten. Auch hier müssten die Platten nach drei Seiten abfallen. Auf der vierten aber, von welcher der Strom stammt, müssten die Schlierenblätter flach liegen. Auf dem Stromrücken endlich wäre horizontale Plattung zu erwarten.

Nun setzte ich den Weg von der Ostflanke des Berges dem Rücken entlang gegen das Schloss (Richtung West-Nord-West) fort.

Hier fand ich nun in der That auf dem ganzen Wege gegen das Schloss flach liegende Plattung, ja südlich vom Weg herrscht auf einer ziemlich ausgedehnten Strecke Horizontalität.

Wir haben es also mit einer plattigen Textur zu thun, welche fast rings um den Berg (von West über Süd bis Ost und Nord-Ost) im gleichen Sinne mit den Gehängen fällt. Das Fallen ist stärker an den tieferen Theilen der Gehänge und geht in dem centralen Gipfelgebiete allmählig in Horizontalität über. Das stimmte alles mit meiner Voraussetzung und nun erwartete ich nur noch, dass die Plattung gegen Nord-West im Gegensatze zu allen bisherigen Beobachtungen auch am Gehänge horizontal bleibe.

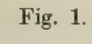


Fig. 1.

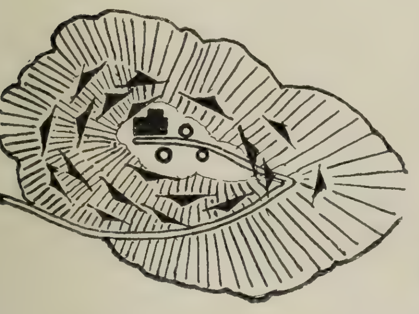
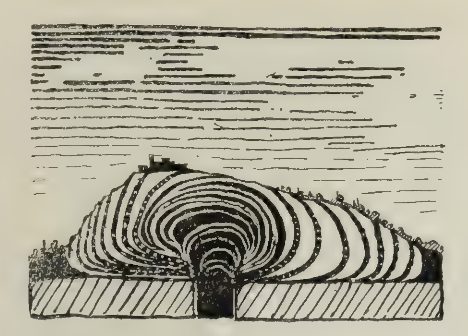


Fig. 2.



Als ich aber gegen Nord-West zum Schlosse kam, beobachtete ich auch hier ein Fallen im Sinne des Abhanges (20 bis 30° Nord-West). Damit war die Unrichtigkeit meiner Annahme dargethan. Das Bild, welches sich nun darstellte, war vielmehr folgendes:

Der ganze Schlossberg ist aus plattig gewölbtem Phonolith aufgebaut. Der Strom ist nicht herzu geflossen, sondern muss an Ort und Stelle aus der Tiefe aufgedrungen sein.

Wie eine Zwiebel, welche umgekehrt (mit dem geschlossenen Ende nach oben) auf den Erdboden gestellt ist, so liegt diese Kuppe auf ihrer Unterlage [1]). Dies wurde in der beistehenden Figur dargestellt.

Im Centrum dieser Masse muss der Gang, aus welchem das steife Magma empordrang, in die Tiefe setzen.

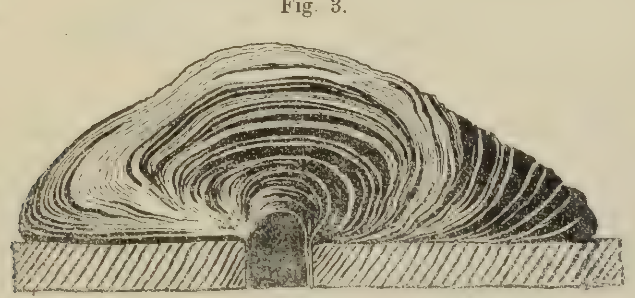
Ich untersuchte nun die Flanke des Berges nochmals und fand die Richtigkeit dieses Bildes überall bestätigt:

Ganz allmählig gehen die Fallrichtungen ineinander über und werden flach im Centrum des Berges.

Wir können diese Verhältnisse durch jenes Experiment, welches wir in der vorigen Abhandlung [2]) mitgetheilt, nachbilden. Die einzige Modification, welche nöthig ist, besteht in der Anwendung eines etwas dickeren Gypsbreies [3]).

Die beistehende Figur stellt eine in der besagten Weise gebildete Kuppe dar.

Fig. 3.



Der Anblick derselben belehrt uns über eine neue Thatsache, nämlich dass durch das fortwährende Nachdringen neuen Stoffes die Gestalt der älteren, überlagernden Schlieren wesentlich geändert wird. Im Gebiete des Kuppengipfels wird das Schlierenblatt immer dünner, während dasselbe Blatt in den tieferen Theilen (nahe der Basis der Kuppe) sich verdickt. Dass das Material der Schlieren in dieser Weise vom Gipfel des Schlierenblattes gegen die Peripherie absinkt, ist eine natürliche Folge des Aufdringens neuer Eruptivmassen und kann leicht während des Experimentes nachgewiesen werden:

Man sieht da nämlich, wie die älteren Schlieren, welche die Hülle und Decke der Kuppe bilden, immer dünner werden, endlich zerreissen und gegen die Flanken hinabgleiten.

---

[1]) Die zwiebelförmige Structur mancher Kuppen wurde durch Montlosier und v. Buch in der Auvergne, durch Reuss im böhmischen Vulcangebiete beobachtet. v. Buch: Geognost. Beob. II, 245, und Reuss: Teplitz, 1840. pag. 199, 249.

[2]) Jahrb. d. Reichsanst. 1879.

[3]) Je nach der Consistenz breitet sich das Material entweder als Decke aus, oder staut sich auf als Kuppe.

Der Aufbau einer solchen Kuppe ist also nicht ganz einfach. Die tieferen und inneren Theile werden allerdings immer die jüngsten sein; die ältesten aber werden an dem Gipfel der Kuppe oft mangeln und an der Basis wie auch an den Flanken zu suchen sein.

Dies ist der Charakter einer an Ort und Stelle emporgequollenen Kuppe.

Ich möchte derartige Gebilde als Quellkuppen bezeichnen, um sie zu unterscheiden von den gemeinen, durch Erosion entstandenen Kuppen.

Der namentliche Unterschied ist nothwendig, um den tektonischen Begriff vom orographischen zu trennen.

Der Gegensatz zwischen einer derartigen Quellkuppe und einem Tuffvulcan ist wohl klar: Statt des Tuffkegels mit Krater (von antiklinalem Aufbau) haben wir hier eine massige Kuppe ohne Krater vor uns.

Die horizontale Plattung am Gipfel der Quellkuppe beweist zur Genüge, dass ein Krater nie vorhanden war. Es ist überhaupt nicht abzusehen, wie in einem Magma, welches nicht zerstäubte, ein Krater hätte entstehen sollen.

Aus dieser Charakteristik der Quellkuppen ist ersichtlich, dass manche Kuppen allerdings direct mit einem Gange zusammenhängen, dass also jene Geologen, welche in ihren Profilen jede Kuppe mit einem Stiel in die Tiefe setzen lassen, mitunter Recht behalten.

Darum möchte ich aber doch nicht diese landläufige Darstellung im Allgemeinen billigen.

Wir haben ja jetzt ein Merkmal, aus dem die ursprüngliche Gestalt einer Kuppe erschlossen werden kann. Die Structur einer Kuppe gibt uns eben deren Genesis an, und so denke ich, werden wir in Zukunft mit den Kuppenstielen nicht gar so freigebig sein, wie bisher. Nur wenn die Zwiebelstructur der Kuppe nachgewiesen ist, dürfen wir der Kuppe im Profil auch einen Gang anfügen; in diesem Falle wird es sogar am Platze sein, die Zwiebelstructur selbst im Profile durch einige Linien anzuzeigen.

In den Fällen hingegen, wo die Frage offen bleibt, ob die Kuppe nicht vielleicht nur das Erosionsrelief eines Stromes sei, wird man nach meiner Meinung besser thun, die kuppige Masse ohne Stiel hinzusetzen. Sonst läuft man Gefahr, ein zwar zierliches, aber unwahres Bild zu liefern.

III. Charakter der böhmischen Vulcane.

Ausser den Quellkuppen, welche wir eben betrachtet, kommen in unserem Gebiete auch viele andere Eruptionsformen vor.

Der Kammerbühel ist ein kleiner Tuffkegel mit noch erhaltenem Krater und seitlich abgeflossenem Lavastrom [1]). Es ist dies der einfachste Typus eines combinirten Vulcanes. Gleich ihm dürften auch die meisten grösseren Vulcane unseres Gebietes Tuffe sowohl, als auch feste Ergussmassen gefördert haben.

---

[1]) S. Judd: Contrib. to the study of volcanos, pag. 110.

Die vulcanischen Massen von Duppau (bei Karlsbad) bestehen nach v. Hochstetter in den tieferen Partieen des Centrums und in den Ausläufern aus Olivinbasalt, während die höheren Rücken des Centrums von thonigen Basalten und Mandelsteinen gebildet werden. Tuffe herrschen insbesondere in der Peripherie.[1])

Die centrale Anordnung der gesammten Massen macht es wahrscheinlich, dass dieselben das Erosionsrelict eines mächtigen Einzelvulcanes sind. Suess verwies schon vor mehreren Jahren auf die Beobachtung der Gänge, deren Radialität sicheren Aufschluss gäbe.

Einen anderen Bezirk habe ich im vorigen Herbst in's Auge gefasst und hier so klare Verhältnisse angetroffen, dass ich nicht Anstand nehme, meine flüchtigen Beobachtungen mitzutheilen, in der Hoffnung, es mögen bald detailirte Aufnahmen die angedeuteten Aufgaben lösen.

Der Vulcan von Priesen ist ein überwaldeter Stock kuppiger Berge. — Der Aufstieg von Klein-Priesen gegen den Wessenberg führt über einige Andesitmassen. Auf weiterer Wanderung gegen das Hochplateau, welches das Centrum des Stockes beherrscht, durchschneidet die Strasse ausgedehnte Tuffmassen. Es sind dunkle dünnschichtige Tuffe, welche flach (10—15°) Nord-West und West-Nord-West fallen. Viele Gänge setzen in diesen Tuffmassen auf. Sie streichen zum grossen Theile Ost-Nord-Ost.

Wir sind nun auf dem Plateau angelangt. Dasselbe ist im Gegensatze zu den umgebenden Waldkuppen von Feldern übergrünt. Wir wenden uns gegen West zum Welchenberg, den wir umgehen. Hier treffen wir im Wald mächtige Felsen, welche aus Breccien von Tuffen und andesitischem Eruptivgestein bestehen. Wandern wir nun im Gebiete des Plateaus in die Runde, so treffen wir überall dieselben Verhältnisse wieder: Das Plateau besteht allerorts aus Tuffen und Tuffbreccien.

Die Gänge, welche an vielen Stellen in diesem Tuffterrain aufsetzen, sind meist sehr schlecht entblösst und aufgeschlossen, so dass es oft unmöglich ist, aus der Begrenzung der Gesteinsmasse die Gangnatur zu erschliessen. Abkühlungsklüftung, welche oft entscheidenden Aufschluss gibt, ist zumeist mangelhaft. Dafür steht aber hier fast immer ein Merkmal zu Gebote, welches die nöthige Auskunft bietet. Es ist dies die blasige Textur.

Die Bläschen, welche im Andesit so häufig auftreten (und oft Anlass zur Bildung von Mandeln gegeben haben), sind nämlich in der Gangmasse regelmässig linsenförmig plattgedrückt, und diese Linsen bez. Mandeln zeigen die Strömungsrichtung an. Da nun das Magma emporgedrungen ist, stehen natürlich alle Linsen in der Gangmasse senkrecht und zeigen durch ihre Längserstreckung das Streichen des Ganges an[2]).

Dies Merkmal hat die Einzeichnung der Gänge wesentlich erleichtert und zu dem Resultate geführt, dass fast alle Gänge im Tuff-

---

[1]) v. Hochstetter: Jahrb. der Reichsanst. 1856.

[2]) Naumann (Geol. 1850, I, 956) hebt hervor, dass manche Ganggesteine durch flachgedrückte Blasen eine plane Parallelstructur erhalten haben.

plateau und an den Berggehängen gegen ein im Tuffplateau zu suchendes Centrum convergiren.

Uebrigens muss ich hervorheben, dass Jokely zu einer Zeit, da den Gängen noch nicht jene tektonische Bedeutung beigelegt wurde, wie heute, doch schon eine grosse Zahl derselben in die Specialkarte[1]) eingetragen hat. Nur Eines wirkt störend: der Autor hat oft weit entfernte Gangstücke, deren Streichen häufig nicht einmal harmonirt, schematisch durch eine machmal wechselvoll gekrümmte Linie verbunden. Dies erweckt natürlich unwahre Vorstellungen.

Doch kehren wir zu unserem Tuffplateau zurück.

Rings um das von Gängen durchsetzte Tuffplateau ragen Kuppen, welche in der Regel aus festen Eruptivmassen bestehen. Diese kuppigen Gesteine haben durchgehends die Form von Rücken, welche radial gegen das Tuffplateau laufen.

Der Gedanke liegt nahe, dass dies Ströme waren, welche von einem Krater abflossen, welcher ehedem da aufragte, wo derzeit das Tuffplateau sich ausdehnt.

Heute ist der Krater erodirt und die Ströme ragen als erhabene Bergrücken rings um das Tuffplateau, welches an Stelle des Kraters getreten ist.

Durch diese Anordnung wurde natürlich auch die Erosionsform des ganzen Bergstockes bedingt; denn zwischen den radial angeordneten Stromrücken sind seit jeher die Gewässer abgeflossen, und so schneiden denn derzeit tiefe radiale Schrunden zwischen den Rücken nieder. Sie führen die Gewässer vom Tuffcentrum hinab in die tiefen Hauptthäler. —

So also wird sowohl durch die Anordnung des eruptiven Materiales, als auch durch das hiedurch bedingte Erosionsrelief die ehemalige Einheit des Vulcanes dargethan.

Nur das Tuffcentrum hat, wie wir gesehen, die ehedem charakteristische Form verloren — aber doch auch nicht ganz; denn wir sehen dies Plateau eine flache Mulde bilden, welche sich gegen Süd-West zu einer Erosionsschlucht absenkt. Es ist also allerdings noch heute eine Andeutung der ehemaligen Trichterform erhalten[2]).

Ueberdies ist aber die ehemalige Anordnung der Tuffmassen auch in der inneren Structur noch heute erkennbar.

Wir haben oben erwähnt, dass am Nordgehänge unseres Vulcanes, nahe dem Tuffplateau, ein flaches Fallen der Tuffschichten gegen Nord-West nachweisbar ist. Geht man nun vom Tuffplateau gegen Süd-West durch die Schlucht, welche die Gewässer der Plateau-Mulde aufnimmt, so beobachtet man auch hier ein flaches Fallen der Tuffschichten, doch entgegengesetzt, nach Süd. Auf beiden Seiten fallen die Tuffe also flach vom Centrum weg, wie dies dem kegelförmigen Aufbaue entspricht[3]).

---

[1]) Die Original-Aufnahmen erliegen in der Reichsanstalt.

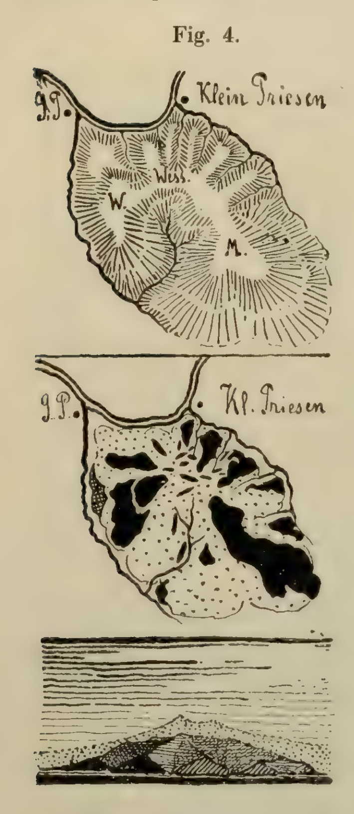
[2]) Der einseitige Abfluss ist wohl für alle der Erosion anheimgefallenen Krater charakteristisch.

[3]) Die geringe Neigung der Tuffschichten ist wohl Folge des Zusammensitzens. Reyer: Euganeen, 1877, pag. 75.

So vereinigen sich denn alle Anzeichen zu einem vollgültigen Beweise dafür, dass die betrachteten vulcanischen Massen das Erosionsrelict eines Einzelvulcanes sind.

Die folgenden Figuren erläutern das Gesagte. Die erste Figur stellt das Erosionsrelief dar; die zweite gibt die Vertheilung der Tuffe, Ströme und Gänge an; die dritte endlich zeigt den Anblick des Vulcanes von Nord [1]). Durch Punktirung ist die ehemalige Gestalt des Kraters angedeutet.

Fig. 4.



Fassen wir unsere Resultate nochmals zusammen:

Wir sehen vor uns einen Vulcan von 5 Kilom. Durchmesser, welcher aus centralen Tuffmassen und radial angeordneten Strömen besteht. Radialgänge setzen in den Tuffen auf. Die Erosionsform unseres Vulcanes ist der natürliche Ausdruck der inneren Anordnung der vulcanischen Massen.

Hierzu fügen wir: Die Tuffe sind dunkel, die Gesteine scheinen zum grossen Theile Andesite. Nur die mächtige Kuppe von Wital, welche von den andesitischen Massen bedeckt ist, besteht aus einem kieselsäurereicheren Magma. Die Eruptionen wurden also in den jüngeren Zeiten basischer.

Uebereinstimmende Verhältnisse treffen wir in dem Gebirgsstocke, welcher gegen Ost-Nord-Ost an den Vulcan von Priesen sich reiht. Es ist dies der Zinken. Dasselbe Rief, dieselbe radiale Anordnung der Ströme und Gänge, wie man dies aus der Originalkarte Jokely's ersieht.

Der Durchmesser dieses Vulkanes schwankt zwischen 6 und 8 Kilom.

Ein, wie es scheint, ebenso einheitliches Vulcangebiet erblickt man während der Dampfschifffahrt von Topkowitz nach Neschwitz zur Rechten (gegen Ost).

Vier mächtige kuppige Ergussmassen eines lichten Eruptivgesteines bilden hier die tiefsten Ausläufer des Vulcanes. Sie sind die ältesten Glieder. An der Südflanke des Vulcanes sieht man eine gewaltige zackige Mauer, welche an den Pendice in den Euganeen erinnert, also auch ein Radialgang sein dürfte.

Mannigfaltiger sind die Verhältnisse in der Gegend von Meischlowitz.

---

[1]) Vom Wege Pömmerle-Muichowitz aus gesehen.

Wenn man von Pömmerle auf der Thalstrasse nach Luschowitz geht, sieht man zu seiner Rechten fortwährend dünne Decken wechsellagern mit Tuffen und Sedimenten (Mergeln und Sandsteinen). Viele Gänge setzen durch diese Massen auf. An einer Stelle ist der Zusammenhang eines Ganges mit der zugehörigen Decke gut entblösst.

Dieser Vulcan hat also seine Thätigkeit unter Wasserbedeckung eröffnet und Anfangs sehr dünnflüssiges Material gefördert. Ueber diesen erwähnten Ergüssen folgen auf der rechten Thalseite (gegen West) Andesitströme.

Sie treten als kleine Hügel vor. Ihre Oberflächen erscheinen als Stufen oder Terrassen. Auf diesem terrassirten hügeligen Sockel aber sitzt erst die überwaldete riesige kuppige Ergussmasse von Meischlowitz. Von letzterem Orte geht es sanft abwärts zu dem Ziegenberge. In ziemlich bedeutender Höhe trifft man hier noch Sedimente; erst die obersten und jüngsten Ergüsse also scheinen subaëril gewesen zu sein.

Der Ziegenberg ist, wie erwähnt, eine mächtige kuppige Masse eines hellen Eruptivgesteines.

Gegen Süd-West und Süd stürzt sie kahl und steil ab, während sie in der Richtung gegen Meischlowitz sich verflacht und an Mächtigkeit ganz allmählig abnimmt.

Von jenseits der Elbe sieht man, dass der Berg aus zwei, durch eine schwache Terrasse und verschiedene Färbung gesonderte und unterschiedene Ergussmassen besteht. Der untere Strom ist rothbraun, am frischen Anbruch aber bräunlichgrau, die obere Masse ist grau, im Anbruch aber gelblichweiss.

Der Absturz und die eckige Oberfläche des Berges, welche er hier dem Beschauer zeigt, sind offenbar nicht ursprünglich, sondern Folge starker Zerstörung. Wenn man aber auf unserem ursprünglichen Wege von Meischlowitz aus den Berg ersteigt, überschreitet man seine sanft gewellte, wahrscheinlich nicht stark zerstörte Strom-Oberfläche.

Wo diese sich den Abstürzen nähert, ist der Fels entblösst. Die Gesteine erweisen sich hier als zum Theil deutlich geplattet. An der Südseite des Berges fällt die Plattung 15—20, ja an den vordersten Klippen sogar bis 30° Süd und Süd-Ost. An den westlichen Abstürzen hingegen fällt die Plattung gegen West. In den Gebieten endlich, wo die Oberfläche des Stromes flach verläuft, schmiegt sich die Plattung der Oberfläche concordant an.

Diese Structur und die Verdickung des Stromes gegen Süd zeigen uns an, dass der Strom aus der Richtung Nord (Meischlowitz) hergekommen.

Geht man nun wieder über den Rücken des Ziegenberges zurück und wendet sich dann hinab in die steile Schlucht, welche nach Mosern führt, so sieht man dort zur Rechten die mächtige Bruchwand eines Stromes. An dem westlichen Ende dieser Wand gewahrt man eine merkwürdige breitästige Einzeichnung. Es ist dies ein im Streichen geschnittener, etwas dunklerer Ost-Nord-Ost streichender Gang,

welcher gleichsam an der Wand klebt — eine ziemlich seltene Erscheinung.

Wandert man nun weiter längs des waldigen Gehänges, welches ober Mosern sich hinzieht, so tritt man bald in ein Gebiet dunkler Tuffmassen, und nachdem man etwa 10 Minuten durch dasselbe geschritten, kommt man plötzlich aus dem Wald heraus an ein wildes, ödes, pflanzenloses Schrundengebiet, welches vom Plateau von Meischlowitz in einem breiten Streifen hinabreicht bis Mosern. Rechts und links von dieser Baranke steht dichter Wald.

Das ganze Terrain besteht aus dunklen Tuffen und Tuffbreccien in flachbankiger Anordnung.

Quer durch diese lange Schrunde streicht eine mächtige, kahle Gangmauer, zerklüftet und zackig ausgebrochen. Sie steigt die Rücken auf und in die Schrunden ab, und reicht von Waldsaum zu Waldsaum wohl auf eine Entfernung von 10 Minuten.

Dieser Gang und zwei Genossen desselben, welche in einem höheren Niveau die Schrunde durchsetzen, streichen gegen das Plateau von Meischlowitz. Auch dies Merkmal spricht dafür, dass dort das Eruptionscentrum zu suchen sei; doch genügt meine flüchtige Begehung nicht zur Lösung dieser Frage.

Jedenfalls ist in diesem Vulcangebiete die centrale Anordnung nicht mehr ersichtlich. Hieran mag insbesondere Schuld sein, dass fast im ganzen Gebiete massige Ergüsse herrschen, während zwischen Meischlowitz und Mosern eine besonders starke einseitige Anhäufung von Tuffen Platz griff. Natürlich sind massige, kuppige Ergüsse wenig geeignet, eine centrale Anordnung zu markiren, während Tuffe und dünnflüssige Ströme sehr leicht eine regelmässige Gruppirung annehmen.

Aehnlich wie dieses Gebiet scheint auch jenes von Rongstock[1]) constituirt. Nach Jokely's Einzeichnung kommen hier sehr viele Gänge vor.

Ueber die kuppigen Ströme, welche hier und in den benachbarten Gebieten so häufig auftreten, bemerkt Jokely, dass es schwer sei im einzelnen Falle zu entscheiden, ob man einen „Stock" oder das Erosionsrelict eines Stromes vor sich habe.

Nach meiner Ansicht dürften diese Kuppen, nach Analogie mit den mir bekannt gewordenen, ihrem Habitus nach schwanken zwischen Quellkuppe und Strom. Meist hat der steife Teig, an die Erdoberfläche emporgedrungen, nur eine sehr kurze Wanderung ausgeführt.

Wir wollen nun diese verschiedenen Gestaltungen des eruptiven Materiales unter klare Gesichtspunkte bringen:

Die einfachsten Typen und Elemente der Vulcane sind:

1. der Tuffkegel,
2. der Strom (bez. die Quellkuppe).

---

[1]) Reuss: Teplitz 1840, pag. 19, u. Jokely: Jahrb. der Reichsanst. 1858, pag. 414 u. 430.

Im einen Falle ist ein stark durchtränktes Magma aus der Spalte getreten. An Tag gekommen ist es zerstäubt und hat sich dann in der bekannten Form angeordnet. Im anderen Falle ist ein wenig durchtränktes Magma aufgequollen und hat sich je nach seiner Consistenz und nach der Neigung der Erdoberfläche als Kuppe aufgestaut oder als Decke bez. Strom ausgebreitet.

Das sind, wie gesagt, die zwei Grundtypen; doch treten sie selten rein auf. Meist sind die Vulcane aus beiden Typen gemischt [1]). Der einfachste Fall eines solchen combinirten Vulcanes ist der Kammerbühl.

Nur wenig verwickelter sind die meisten grossen Vulcane aufgebaut. Wir wollen den Typus Kammerbühl variiren:

a) Wäre die Eruptionsspalte, auf welcher der kleine Kammerbühl aufsitzt, grösser gewesen, so hätten wohl wiederholte Eruptionen stattgehabt und es wäre dann ein durch einen centralen Tuffkegel, durch Radialgänge und peripherisch angeordnete Ströme ausgezeichneter grosser Einzel-Vulcan aufgebaut worden.

b) Hätte die Spalte an mehreren Stellen die Erdoberfläche erreicht, so würde eine Vulcanreihe entstanden sein.

c) Wären die Eruptionspunkte sehr nahe aneinander gelegen, oder hätten sie sich zu einem langen Klaffe vereinigt, so hätte ein Vulcanrücken [2]) entstehen müssen.

Die betrachteten Eruptionsformen ordnen sich leicht unter diese Typen ein.

Wir haben im Laufe dieser Mittheilung gewisse tektonische Einheiten (d. i. Einzelvulkane) isolirt. Hieran schlösse sich füglich die Frage um die räumliche Anordnung dieser einzelnen Vulcane.

Jokely (cit. pag. 411) erwähnt nur einmal ein reihenförmiges Auftreten von Eruptivmassen längs einer Linie, welche Nord-Ost streicht.

Mir scheint es wahrscheinlich, dass die meisten Vulcane unseres Gebietes nach Analogie mit anderen untersuchten Gegenden in mehreren Reihen auftreten, und dass diese Reihen (Spalten) parallel mit dem Erzgebirge verlaufen müssen. —

Diese Frage bleibt offen.

Graz, December 1878.

---

[1]) Dana's u. v. Seebach's Eintheilung der Vulcane in Erguss- und Tuffvulcane scheint mir die einzig rationelle zu sein.

[2]) Ein Vulcanrücken ist als eine fusionirte Vulcanreihe, oder als ein elongirter Vulcankegel aufzufassen.

Inhalt.

Fossilreste kleiner Säugethiere aus dem Diluvium von Nussdorf bei Wien.

Bearbeitet von **Dr. Alfred Nehring.**

Die Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt vom Jahre 1863 enthalten auf S. 118—120 eine sehr interessante Mittheilung des Herrn Dr. Peters „über das Vorkommen kleiner Nager und Insectenfresser im Löss von Nussdorf bei Wien", deren Fossilreste bei dem Versuche, einen riesigen Mammuthschädel (aus den Nussdorfer Ziegelgruben) zu conserviren, „in der umgebenden Lehmmasse, vorzugsweise aber im Innern der grossen Höhlungen des Schädels zerstreut liegend" gefunden wurden.

Herr Dr. Peters hat diese kleinen Thierreste auf folgende Species zurückgeführt:

1. *Talpa europaea L.*
2. *Sorex vulgaris L. var.*
3. *Arvicola amphibius L.*
4. „ *glareolus Schreb.*
5. „ *ratticeps Keys.* u. *Blas.*
6. *Rhinolophus sp.*
7. *Lepus sp.*, wahrscheinlich *L. cuniculus.*

Vor etwa einem Jahre erhielt ich von Herrn Th. Fuchs, Custos am k. k. Hofmineralien-Cabinet, die liebenswürdige Anfrage, ob es mir von Interesse sei, die oben erwähnten Nussdorfer Fossilien zur Ansicht zu erhalten. Herr Fuchs, welcher meinen Untersuchungen über die kleinere Wirbelthierfauna aus dem Diluvium von Thiede und von Wester-Egeln ein lebhaftes Interesse geschenkt hat, war der Ansicht, dass eine Vergleichung der Nussdorfer Species mit denen von Thiede und Wester-Egeln wünschenswerth sei und zu interessanten faunistischen Schlüssen führen könne.

Natürlich zögerte ich nicht, die freundliche Anfrage des Herrn Fuchs bejahend zu beantworten. Ich erhielt das betreffende Material umgehend zugesandt nebst einigen Fossilresten von Pötzleinsdorf und Steinabrunn, ausserdem aber noch eine Collection sehr interessanter Fossilreste von Beremend in Ungarn. Die

Untersuchung und Vergleichung des Nussdorfer Materials war schnell ausgeführt, nicht so rasch gestaltete sich die Untersuchung der Beremender Sachen, zumal da ich nachträglich zu denselben noch das ganze ansehnliche Beremender Material an kleineren Wirbelthier-Resten aus dem Nationalmuseum in Pest durch die Freundlichkeit des Herrn Prof. Dr. Krenner hinzubekommen habe. Ursprünglich wollte ich die Nussdorfer und Beremender zusammen besprechen; da aber einerseits die kleinere Wirbelthierfauna von Beremend ganz andere Arten enthält, als die von Nussdorf, andererseits mir in diesen Tagen durch Herrn Dr. Carl Hoffmann, Chefgeologen der k. ungar. geolog. Landesanstalt, sehr interessante Wirbelthierreste aus den Spalten des Harsany-Berges bei Villany zur Untersuchung angeboten und übersandt sind, welche mit denen von Beremend grösstentheils übereinstimmen, so halte ich es für zweckmässig, die Sachen von Beremend aus dem k. k. Hofmineralien-Cabinet mit denen aus dem Pester National-Museum, sowie mit dem Material von Villany zusammenzufassen und für eine spätere Publication mir vorzubehalten. Ich beschränke mich daher hier vorläufig auf eine Besprechung der Nussdorfer Sachen und füge einige Notizen über die wenigen Fossilreste von Pötzleinsdorf und Steinabrunn hinzu.

Meine Bemerkungen über die kleinen Säugethier-Reste von Nussdorf zerfallen in kritische und faunistische. Diesen werde ich zuletzt noch einige Schlussbetrachtungen anreihen.

A. Kritische Bemerkungen über die von Peters aufgestellten Species.

Bei meinen genauen Vergleichungen der Nussdorfer Fossilreste mit denen von Thiede und Wester-Egeln, sowie mit dem recenten Vergleichsmaterial, welches ich theils selbst besitze, theils im Herzogl. naturhistor. Museum zu Braunschweig benutzen konnte, stellte es sich heraus, dass einige der von Peters aufgestellten Bestimmungen nicht wohl aufrecht erhalten werden können, so sorgfältig auch die betreffenden Untersuchungen und Vergleichungen seinerzeit von ihm ausgeführt sind. Peters hat offenbar nicht für alle Species ein genügendes und im macerirten Zustande befindliches Vergleichsmaterial zur Hand gehabt.

1. Die herrschende Art ist, wie Peters hervorhebt, der gemeine Maulwurf, *Talpa europaea L.* Er ist durch sehr zahlreiche, wohlerhaltene Skelettheile vertreten, welche auf eine kräftige Race schliessen lassen. Hierher gehört aber auch das Schnauzenstück eines angeblichen „*Rhinolophus* mit sehr starken, ungemein platten Eckzähnen“, welches Peters S. 119 erwähnt; dasselbe erinnert nur sehr entfernt an *Rhinolophus*, stimmt dagegen vollständig mit dem Vordertheile der Schnauze eines Maulwurfs überein. Man braucht nur die Abbildung des Schädels von *Rhinol. ferrum equinum* bei Blasius, Säugeth. S. 27, Fig. 3 zu vergleichen, um die völlige Verschiedenheit zu erkennen. Entscheidend ist ausserdem der zweiwurzelige Zustand der Eckzähne, welcher bekanntlich für *Talpa* charakteristisch ist und darauf

hindeutet, dass diese sogenannten Eckzähne wohl nur stark ausgebildete Lückzähne sind; denn echte Eckzähne pflegen einwurzelig zu sein.

Ebenso gehören die meisten der isolirten kleinen Zähnchen, welche in einem Gläschen vereinigt und mit der Etiquette: „*Vespertiliones, Rhinolophus* und andere" versehen waren, zu *Talpa*; die anderen gehören zu *Sorex* oder zu *Spermophilus.* Von Vespertilionen habe ich keine Spur gefunden, weder unter den Zähnchen, noch unter den sonstigen Resten. Die Backenzähnchen der Fledermäuse sehen allerdings denen der Spitzmäuse und Maulwürfe sehr ähnlich, so dass eine Verwechselung leicht möglich ist; bei den Extremitätenknochen dagegen kann eine Verwechselung nicht vorkommen, und ich kann mit aller Sicherheit behaupten, dass keine Fledermausknochen dabei sind.

2. An Sorex-Resten erwähnt Peters einen einzigen Knochen, nämlich einen Unterkiefer; er glaubt darin eine „Mittelform zwischen der gemeinen Wald- und der Alpenspitzmaus" zu erkennen. Ich habe, ausser jenem Unterkiefer, und abgesehen von den oben erwähnten isolirten Zähnchen, noch drei lädirte Oberkiefer, drei Oberarme und vier Oberschenkel herausgefunden. Ich finde keinen Unterschied von *Sorex vulgaris.* Leider ist der erste Lückzahn aus dem von Peters beschriebenen Unterkiefer herausgefallen und nicht in meine Hände gekommen; da dieser aber einspitzig gewesen ist, wie bei *S. vulgaris*, und nicht zweispitzig, wie bei *S. alpinus,* so sehe ich keinen genügenden Grund für eine Trennung von *S. vulgaris.* Denn die anderen Kriterien, welche Peters anführt, nämlich „die Tracht des ganzen Knochens, namentlich die Form des Kronenfortsatzes und des sehr kurz zugespitzten, gerade nach hinten gerichteten Hakenfortsatzes", welche für eine Uebereinstimmung mit der Alpenspitzmaus sprechen sollen, halte ich für nicht stichhaltig. Sie scheinen sich auf den Vergleich mit den Blasius'schen Abbildungen (Säugethiere, S. 124 ff.) zu stützen; wenn man aber eine grössere Anzahl von Unterkiefern der Wald- und der Alpenspitzmaus vergleicht, so sieht man, dass die betreffenden Abbildungen die Form des Kronen- und des Hakenfortsatzes bei *Sorex vulgaris* und *S. alpinus* ohne hinreichenden Grund von einander abweichend darstellen.

3. *Spermophilus sp.* (*guttatus?*). Zwei kleine Zähnchen, welche mit unter den angeblichen Vespertilio-Zähnen lagen, gehören entschieden zu einer kleinen Spermophilus-Art. Sie stammen, wie es scheint, von einem und demselben jungen Individuum, welches den Zahnwechsel noch nicht hinter sich hatte; denn das eine Zähnchen ist *d 1 inf. sin.*, also der Milchbackenzahn des linken Unterkiefers, und das andere ist *m 1 inf. sin.*, also der erste Molar desselben Kiefers[1]. Der Milchzahn ist zweiwurzelig; der Molar hat vier Wurzeln gehabt, von denen jedoch die beiden vorderen weggebrochen sind.

---

[1] Die jungen Ziesel, wie überhaupt die Sciurinen, haben im Unterkiefer zunächst einen zierlichen Milchbackenzahn; hinter diesem entwickeln sich sehr bald, und zwar nach einander, die bleibenden Backenzähne: *m 1, m 2, m 3* . Etwa gleichzeitig mit dem Erscheinen des *m 3* wird der Milchbackenzahn durch den Prämolar verdrängt und ersetzt.

In Form und Grösse stimmen die beiden Zähnchen vollständig mit den entsprechenden Zähnchen mehrerer jugendlicher Exemplare des *Sp. guttatus* meiner Sammlung überein, welche am 21. Juni 1877 bei Czortkow in Ost-Galizien getödtet sind. Das fossile Exemplar, dessen Zähnchen wir vor uns haben, muss jedenfalls auch in einem sehr jugendlichen Alter, und zwar ungefähr um Sommersanfang, seinen Tod gefunden haben. Dieses darf man mit grosser Wahrscheinlichkeit aus seinen Gebissverhältnissen schliessen.

4. *Arvicola amphibius L.* finde ich durch einen Unterkiefer, durch eine Anzahl isolirter Backenzähne, durch einen Oberschenkel und ein Beckenfragment vertreten. Die Grösse des Oberschenkels, welcher 27·4 Mm. lang ist (während der Oberschenkel eines starken recenten Exemplares meiner Sammlung nur 21 Mm. misst) deutet auf eine starke Race, wie sie auch sonst im Diluvium beobachtet ist.

5. *Arvicola ratticeps Keys. et Blas.* Peters hat das Verdienst, diese Species zuerst fossil nachgewiesen zu haben, und zwar in den vorliegenden Resten. Es sollen drei (nach der beiliegenden Etiquette vier) Unterkiefer dahin gehören; ich finde aber nur bei zwei Unterkiefern die entsprechende Bildung, doch habe ich unter den isolirten Zähnen noch vier Exemplare des *m 1 inf.* herausgefunden, welche unzweifelhaft zu *Arv. ratticeps* gehören. Der erste untere Backenzahn dieser Species ist in seinem Vorderende so charakteristisch gebildet [1]), dass man sogar isolirte Exemplare desselben sicher bestimmen kann. Ich habe 3 recente Schädel, 5 fossile Oberschädel und ca. 25 fossile Unterkiefer meiner Sammlung, sowie mehrere recente Schädel des herzogl. naturhistor. Museums in Braunschweig zum Vergleich gehabt.

6. *Arvicola sp.* (*arvalis* oder *agrestis?*). Zwei Unterkiefer, ein rechter und ein linker, gehören weder zu *A. amphibius*, noch zu *A. ratticeps*, sondern zu einer dritten Species, welche nach der Bildung des ersten Backenzahnes mit *A. arvalis* oder *agrestis* identisch sein dürfte. Jedenfalls gehört diese Species zu denjenigen, deren *m 1 inf.* neun Schmelzschlingen aufzuweisen hat. Zu *A. glareolus*, welcher Peters einige Kiefer zuschreibt, kann ich sie unmöglich rechnen, wie ich denn überhaupt von *A. glareolus* keine sichere Spur gefunden habe. Und doch kenne ich diese Species sehr genau, da ich nicht nur einige recente Schädel derselben besitze, sondern Hunderte von fossilen Unterkiefern und zahlreiche Oberkieferreste in allen möglichen Altersstufen aus den oberfränkischen Höhlen, besonders aus dem Zwergloche, unter Händen gehabt habe [2]).

7. *Sminthus sp.* (*vagus?*). Ein sehr kleiner, aber dabei sehr interessanter Fossilrest ist von mir noch unter den isolirten Zähnchen und Gebiss-Fragmenten herausgefunden worden, nämlich der zierliche linke Oberkiefer eines *Sminthus*. Er enthält nur die drei Molaren (in

---

[1]) Vergl. Blasius, Säugethiere, S. 366, Fig. 199. Nehring, Fossile Lemminge und Arvicolen etc. in d. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 45. Bd., Taf. I, Fig. 6.

[2]) Vergl. Nehring, die Fossilreste der Mikrofauna aus d. oberfränk. Höhlen, in den Beitr. z. Anthrop. u. Urgesch. Bayerns, II. Bd.

einem Stadium mässiger Abkauung), der zierliche kleine Prämolar fehlt, da das Fossil grade vor *m 1* lädirt ist; doch glaube ich eine Andeutung der Alveole des Prämolars zu erkennen. Ich habe die Form der Zähnchen und des ganzen Knochens mit den entsprechenden Theilen der Schädel von *Sminthus vagus* im Braunschweiger Museum verglichen und habe keinen Unterschied finden können [1]). Auch die Grösse passt; die Länge der drei Molaren beträgt zusammen kaum 3 Mm. So viel ich weiss, sind fossile Sminthus-Reste in Mitteleuropa noch nicht entdeckt worden; es würde somit vorliegendes Stück der erste dahingehörende Fossilrest sein.

8. *Lagomys pusillus Pall.* Peters sagt a. a. O. S. 120: „*Lepus sp.* Von einem kleinen, in der Tracht von *L. cuniculus* nicht wesentlich abweichenden Hasen liegen einige Oberkieferfragmente und einzelne Zähne vor". Ich habe nur ein (linkes) Oberkieferfragment mit drei zugehörigen Backenzähnen vorgefunden, habe aber zwischen den sonstigen Knöchelchen noch den unteren Theil eines lepusähnlichen *Humerus* erkannt. Beide Stücke gehören aber nicht wirklich zu *Lepus,* sondern zu *Lagomys*, und zwar sehr wahrscheinlich zu *Lag. pusillus*, wie ich aus der geringen Grösse schliesse.

Dass wir es hier mit einer Lagomys-Art und nicht mit einer Lepus-Art zu thun haben, ergibt sich zunächst und vor Allem aus der Zahl der oberen Backenzähne, respective ihrer Alveolen; es sind nämlich deren nur fünf vorhanden, während alle Lepus Arten bekanntlich sechs obere Backenzähne besitzen. Sodann ist die Form der Zähne etwas verschieden. Das vorliegende Fragment enthält die drei letzten Backenzähne (*p 1, m 1, m 2*), während die beiden vordersten ausgefallen sind; jene drei Backenzähne genügen aber vollständig zur Bestimmung, sie zeigen diejenigen Charaktere, welche Hensel in seiner ausführlichen Analyse der Lagomys-Zähne hervorhebt. (Vergl. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1856, S. 684 f.) Besonders der letzte (5.) Zahn ist sehr charakteristisch geformt, ganz abweichend von *Lepus*; abgesehen von anderen Verschiedenheiten, zeigt er zwei Furchen an seiner Innenseite, während er bei *Lepus* nur eine besitzt. Dazu kommt die völlig verschiedene Form des Gaumenbeins, sowie derjenigen Schädelpartie, welche an den Jochfortsatz des Oberkiefers angrenzt, endlich die geringe Grösse, welche hinter der eines Kaninchens wesentlich zurückbleibt.

Es liegen mir aus meiner Sammlung zahlreiche Schädel von *Lepus timidus*, *L. variabilis*, *L. brasiliensis*, *L. cuniculus* in verschiedenen Altersstadien vor, und daneben habe ich vier Schädel von *Lag. alpinus*, je einen Schädel von *Lag. ater, L. hyperboreus*, *L. pusillus rec.* und *foss.*, *L. nepalensis* vergleichen können, so dass das Vergleichsmaterial zur Bestimmung der Gattung wohl hinreichend erscheint.

Die Species lässt sich nur aus den Grössenverhältnissen, sowie etwa auch aus dem Charakter der zugehörigen Fauna schliessen. Die einzige zur Vergleichung brauchbare Dimension an dem vorliegenden

---

[1]) Vergl. Blasius, Säugeth., Fig. 165. Die hier dargestellten Zahnreihen zeigen eine etwas stärkere Abkauung, als die fossile.

Oberkieferfragmente ist die Länge der Backenzahnreihe; diese beträgt, an den Alveolen gemessen, knapp 8 Mm. (etwa 7·9 Mm.), sie stimmt also sehr gut mit der entsprechenden Dimension von *Lag. pusillus* überein [1]). Auch die sonstigen Grössenverhältnisse des Fragmentes, sowie diejenigen des lädirten *Humerus* passen völlig für jene Species. Ich trage daher kein Bedenken, die vorliegenden Fossilreste gradezu mit dem Speciesnamen *Lag. pusillus* zu bezeichnen, zumal da sie zusammen mit einer Fauna gefunden sind, in deren Gesellschaft man auch an anderen diluvialen Fundstätten Europas den *Lag. pusillus* gefunden hat.

Hiermit ist das Nussdorfer Material erschöpft. Es ergibt sich also aus meinen Untersuchungen folgende Speciesliste, welcher ich des bessern Vergleichs wegen die Peters'sche gegenüberstelle:

	Nach Peters:
1. *Talpa europaea.*	1. *Talpa europaea.*
2. *Sorex vulgaris.*	2. *Sorex vulgaris.*
3. *Spermophilus sp.* (*guttatus?*).	3. *Rhinolophus sp.*, auch andere *Vespertiliones.*
4. *Arvicola amphibius.*	4. *Arvicola amphibius.*
5. „ *ratticeps.*	5. „ *ratticeps.*
6. „ *arvalis* oder *agrestis.*	6. „ *glareolus.*
7. *Sminthus sp.* (*vagus?*)	7. *Lepus sp.*
8. *Lagomys pusillus.*	

Ehe ich auf die beabsichtigten faunistischen Betrachtungen eingehe, will ich gleich hier einige Bemerkungen über die vorliegenden Fossilien von Pötzleinsdorf und von Steinabrunn hinzufügen.

Von Pötzleinsdorf liegen mir zwei Hamsterschädel vor, von denen der eine sehr schön, der andere ziemlich gut erhalten ist. Der erstere hat einem ausgewachsenen, aber nicht sehr alten, der zweite einem recht alten Individuum angehört, wie man aus dem Gebisse und der ganzen Form der Schädeltheile schliessen kann. Nach meinen Vergleichungen stammen beide Fossilreste von *Cricetus frumentarius Pall.* (*Cricetus vulgaris Desm.*), also von unserem gemeinen Hamster. Ich theile zum Vergleich einige Maasse mit.

---

[1]) Vergl. Nehring, die quatern. Faunen von Thiede und Wester-Egeln S. A. S. 32.

	Cric. frum. foss. Pötzleinsdorf		*Cricetus frument. rec.* Wolfenbüttel			
	1	2	1	2	3	4
1. Basilarlänge des Schädels (Hensel) [1]	40	?	40	42	42	48
2. Scheitellänge „ „ „	41·2	?	42·5	43	44	50
3. Länge der Backenzahnreihe . . .	7·8	8	7	7·6	7·6	8
4. Abstand vom Hinterrande der Nagezahnalveole bis zum Hinterende der Backenzahnreihe	22	24	22	23	23	25·2

Schon aus den obigen wenigen Maasangaben wird die Uebereinstimmung der Pötzleinsdorfer Hamster-Reste mit *Cricetus frumentarius rec.* hinreichend hervorgehen. Uebrigens sind sie auch so bereits etiquettirt gewesen. Die anderen Cricetus-Arten, welche ich im Braunschweiger Museum zu vergleichen Gelegenheit hatte (*Cric. arenarius, phaeus* u. a.), sind wesentlich kleiner und können deshalb nicht in Betracht kommen.

Es fragt sich nur noch, ob die vorliegenden Hamsterschädel als echt fossil betrachtet werden dürfen, und welches geologische Alter sie etwa haben. Nach dem Aussehen muss ich sie für echt fossil halten. Sie sind erfüllt mit einer weissen kalkigen Masse, so dass es aussieht, als ob sie im Kalktuff gefunden wären; aber nach der bestimmten Versicherung des Herrn Fuchs stammen sie aus dem marinen Tertiärsande von Pötzleinsdorf, nicht etwa aus einer diluvialen oder altalluvialen Ablagerung. Da sie nun dem marinen Tertiärsande unmöglich gleichalterig sein können, aber auch nicht recent sind, so wird man annehmen müssen, dass die betreffenden Hamster während der Diluvialzeit gelebt, in dem Pötzleinsdorfer Tertiärsande ihre Höhlen gehabt haben und gelegentlich darin gestorben sind. Das Innere der Schädel hat sich dann allmählich im Laufe der Jahrtausende mit kohlensaurem Kalke erfüllt. — Es würde somit, wenn obige Annahme richtig ist, ein neues Beispiel constatirt sein dafür, dass Fossilreste höhlenbewohnender Thiere, welche in einer jüngeren Periode gelebt haben, bisweilen in den Ablagerungen einer älteren Periode zum Vorschein kommen. Ganz ebenso liegt die Sache ohne Zweifel auch mit den Fossilresten von *Spermophilus superciliosus* und *Myodes torquatus*, welche in den tertiären Sanden von Eppelsheim gefunden sind [2]).

Dass der gemeine Hamster während der Diluvialzeit (wenigstens während der sogenannten Postglacialzeit) in Mitteleuropa schon gehaust hat, kann gar nicht bezweifelt werden. Victor Hehn hat freilich

[1]) Hensel misst die „Basilarlänge" vom Hinterrande der Nagezahnalveole bis zum vorderen (unteren) Rande des Hinterhauptsloches, die „Scheitellänge" von der *crista occipitalis* bis an das vordere Ende der Naht zwischen den Nasenbeinen.

[2]) Vergl. meine diesbezüglichen Bemerkungen in der Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1876, Bd. 48, S. 212.

darüber eine andere Ansicht, ebenso wie über den Dachs [1]). Aber die Knochenfunde aus der Diluvialzeit sprechen ganz entschieden gegen Hehn's Ansicht. Ich selbst besitze (abgesehen von diluvialen Dachsresten) zahlreiche, echt fossile Hamsterreste, welche zusammen mit den Knochen charakteristischer Diluvialthiere in oberfränkischen Höhlen ausgegraben sind; die Grösse der betreffenden Skelettheile deutet auf sehr ansehnliche Proportionen der diluvialen Hamster hin, woraus hervorzugehen scheint, dass diese Thiere in der Vorzeit sich in Mitteldeutschland wohl gefühlt haben, dass also Klima und Nahrung ihren Lebensbedürfnissen angemessen gewesen sind. Sehr starke Hamsterreste hat auch Herr Prof. Dr. Richter neben echten Diluvialthieren in den Spaltausfüllungen des Rothen Berges bei Saalfeld gefunden; eine dahin gehörige echt fossile Tibia, welche mir zur Bestimmung vorgelegen hat, misst ohne obere Epiphyse 52 Mm. in der Länge, während die zu meinem stärksten recenten Schädel gehörige Tibia mit oberer Epiphyse nur 44 Mm. lang ist.

Diluviale Hamsterreste sind auch bei Langenbrunn an der Donau, sowie in belgischen Höhlen (bei Dinant sur Meuse), in den Spaltausfüllungen von Montmorency bei Paris und an anderen Fundorten vorgekommen. Es liegt somit kein Bedenken vor, auch die vorliegenden Hamsterschädel von Pötzleinsdorf für diluvial zu halten.

Anders steht die Sache mit den zahlreichen Knöchelchen von Steinabrunn. Auch sie scheinen freilich, nach einigen beiliegenden Conchylien zu urtheilen, in einer tertiären Schicht gefunden zu sein, aber sie sind ganz entschieden recent. Auf der zugehörigen Etiquette steht auch bereits die Bezeichnung: „Recent?". Es sind jedoch keine „Säugethierknochen", als welche sie auf derselben Etiquette bezeichnet sind, sondern sie stammen sämmtlich von jüngeren oder älteren Exemplaren einer Krötenart, wahrscheinlich von *Bufo cinereus.* Man darf annehmen, dass die betreffenden Kröten, wie es ihre Gewohnheit ist, in dem Erdreich sich Löcher gegraben oder schon vorhandene Löcher (von Feldmäusen etc.) zum Aufenthalt benutzt haben und darin gestorben sind.

Auch in diesem Vorkommen liegt also ein neues Beispiel für das Hineingerathen jüngerer oder selbst recenter Thierreste in ältere Ablagerungen. Sollte dergleichen nicht auch in secundären Ablagerungen möglich gewesen sein? Jedenfalls darf man aus solchen Beobachtungen eine Mahnung zur Vorsicht für alle Formationen entnehmen. Wie leicht kann sich ein wühlendes Thier, sei es ein Säugethier oder ein Reptil, sei es ein Fisch oder eine Muschel, in die noch bildsamen Massen einer älteren Periode eingraben und darin umkommen! Werden seine Reste dann nicht später nach Verhärtung der umgebenden Masse gleichalterig erscheinen?

---

[1]) Victor Hehn, Culturpflanzen und Hausthiere etc., 3. Aufl., 1877, S. 409 und 513.

B. Faunistische Bemerkungen.

Nachdem ich im Obigen die mir vorliegenden Fundobjecte besprochen habe, halte ich es für angemessen, die bei Nussdorf constatirten kleineren Säugethierspecies ihrem faunistischen Charakter nach zu beleuchten und eine Vergleichung mit ähnlichen Funden, welche im Diluvium Mittel- und Westeuropas vorgekommen sind, anzustellen. Ueber die Hamsterreste von Pötzleinsdorf habe ich im Wesentlichen schon das Nöthige gesagt; die Krötenknochen von Steinabrunn bleiben als recente Fundobjecte ausser Betracht.

Ich lasse die Nussdorfer Species nochmals in der Ordnung folgen, in welcher sie oben aufgeführt sind.

1. Echt fossile Maulwurfsreste sind schon an zahlreichen anderen Fundorten im Diluvium Europas vorgekommen[1]). Ich selbst kenne sie nach eigener Anschauung aus den oberfränkischen Höhlen, aus dem Löss von Würzburg, aus den Spaltausfüllungen des Rothen Berges bei Saalfeld, aus der Knochenbreccie von Beremend. Auffallend ist es mir, dass ich bisher weder bei Thiede, noch bei Wester-Egeln die geringste Spur fossiler Maulwurfsreste gefunden habe, trotzdem ich nun bereits seit 5—6 Jahren an jenen Fundorten sammle und Tausende von fossilen Knöchelchen kleinerer Wirbelthiere von dort zusammengebracht habe. Für die tieferen Schichten von Thiede, welche fast nur Lemmingsreste (von *Myodes lemmus* und *M. torquatus*) enthalten, erklärt sich dieses Fehlen des Maulwurfs wohl einfach daraus, dass derselbe der streng nordischen Fauna überhaupt fehlt; für die jüngeren Schichten von Thiede, sowie für diejenigen von Wester-Egeln, deren Fauna nicht so streng nordisch genannt werden kann, mag das gänzliche Fehlen der Maulwurfsreste auf locale Verhältnisse zurückzuführen sein.

2. Fossilreste von *Sorex vulgaris* sind noch ziemlich selten beobachtet; ich selbst besitze nur einen einzigen echt fossilen Humerus einer Sorex-Art, welchen ich bei Wester-Egeln, etwa 12 Fuss tief, gefunden habe. Ich habe ausserdem zahlreiche Reste von *Sorex vulgaris* und anderen Soricinen unter den von mir kürzlich bearbeiteten Fossilresten aus oberfränkischen Höhlen beobachtet; doch zeigten sich dieselben durchweg sehr hell gefärbt, so dass sie möglicherweise nicht geradezu als diluvial bezeichnet werden dürfen, wenngleich sie, der Lagerstätte nach zu urtheilen, ein ziemlich hohes Alter haben müssen. Ich erwähne noch die Sorex-Reste von Steeten, welche Herm. von Meyer im Jahrb. f. Mineralogie 1846, S. 514 anführt; dieselben sind um so wichtiger, als sie nicht vereinzelt dastehen, sondern einer umfangreichen und charakteristischen Fauna angehören. Jedenfalls hat *Sorex vulgaris* schon während der Diluvialzeit existirt[2]).

3. Spermophilus-Reste sind bisher immer noch Seltenheiten zu nennen, doch hat sich die Zahl der Fundorte allmählich so weit

---

[1]) Vergl. Giebel, Fauna der Vorwelt, I, 1, p. 33.
[2]) Vergl. auch Giebel, a. a. O. p. 30 f.

gesteigert, dass man schon einen gewissen Ueberblick über die einstmalige Verbreitung der Ziesel in Mittel- und Westeuropa gewinnt. Nach eigener Anschauung kenne ich diluviale Zieselreste von Wester-Egeln (sehr zahlreich!), Quedlinburg, Thiede (selten!), Pfaffenberg bei Gera, Würzburg, Weilbach und aus einer oberfränkischen Höhle; aus der Literatur kenne ich sie von Eppelsheim, Steeten, Montmorency und einigen anderen Orten Frankreichs, aus Belgien, von einigen Punkten in England. Auch in Dänemark ist kürzlich zufolge einer brieflichen Mittheilung, welche Herr Staatsrath Jap. Steenstrup mir zugehen liess, ein Spermophilus-Unterkiefer ausgegraben, und zwar „in einer Schicht, welche jünger als die eigentliche arktische Flora, aber älter als die alte Nadelholzbewaldung Dänemarks zu sein scheint".

Diese Zieselreste sind theils auf *Spermophilus superciliosus Kaup*, theils auf *Spermophilus citillus rec.* bezogen, theils mit neuen Artnamen belegt. Was ich davon besitze oder aus anderen Sammlungen gesehen habe, gehört meistens zu einer mittelgrossen Species, welche ich mit *Sp. altaicus rec.* identificirt habe; daneben scheint einerseits *Sp. fulvus*, jene grosse Species, welche heutzutage in den Wolgasteppen lebt, andererseits der kleine *Sp. guttatus*, welcher heutzutage von Galizien an nach Osten zu vorkommt, vertreten zu sein [1]).

4. *Arvicola amphibius* gehört zu den häufigsten Nagern des Diluviums. Ich kenne diese Species von Thiede, Wester-Egeln, Saalfeld, Würzburg, aus oberfränkischen Höhlen. Sie wird in der Literatur sehr häufig erwähnt. Diejenigen Reste, welche ich besitze oder unter Händen gehabt habe, rühren durchweg von einer starken Race her.

5. *Arvicola ratticeps*, die nordische Wühlratte, welche erst 1841 durch Keyserling und Blasius als recente Species bekannt geworden ist, lässt sich jetzt bereits an zahlreichen Fundorten fossil nachweisen; ich selbst besitze zahlreiche, sehr schön erhaltene Reste von Wester-Egeln, einige Unterkiefer und Oberschädel von Thiede, einen Oberschädel nebst Unterkiefer aus dem älteren Kalktuff von Königslutter, endlich einen Unterkiefer, welcher $1-1\frac{1}{2}$ M. tief in der Brandschicht einer Höhle im Asbach-Thale (Oberfranken) neben menschlichen Steininstrumenten gefunden ist. Ich habe ferner einen Unterkiefer von *A. ratticeps* unter einer Collection von Nagerresten erkannt, welche Herr Prof. Sandberger im Löss bei Würzburg gesammelt und mir zur Ansicht zugesendet hat. Nach Blackmore und Alston (Proc. Zool. Soc. 1874, S. 465) ist diese Species auch in der Brumberger Höhle [2]) (Bromberg! cavern), sowie in England „among the Sommersetshire cave-fossils" und „in a deposit of brick-earth of the Drift period at Fisherton, near Salisbury", zusammen mit *Myodes torquatus* und *Spermophilus erythrogenoides* vorgekommen. Endlich hat sie Herr Prof. Richter auch bei Saalfeld gefunden.

---

[1]) Vergl. Nehring, Zeitschr. f. d. ges. Naturw., Bd. 48, S. 207 ff., und Die quatern. Faunen von Thiede u. Wester-Egeln, S. 22 ff. Der „Zool. Garten", 1878, S. 257—265.

[2]) Brumberg liegt in der Gegend von Enchenreuth in Bayrisch-Oberfranken.

6. Fossilreste von *Arv. arvalis* oder *agrestis* oder anderer nahestehender Species sind schon mehrfach im Diluvium constatirt, doch bleibt die Bestimmung, zumal nach blossen Unterkiefern, mehr oder weniger unsicher. Unter den Fossilresten aus oberfränkischen Höhlen, welche ich bereits oben erwähnt habe, konnte ich *A. agrestis* mit voller Sicherheit constatiren, da ausser zahlreichen Unterkiefern auch mehrere Oberschädel, respective Oberkiefer mit der charakteristischen Bildung des zweiten Backenzahnes (5! Prismen statt der gewöhnlichen 4) erhalten waren. In den meisten Fällen, wie auch bei den vorliegenden Nussdorfer Resten, wird man sich begnügen müssen, Arvicola-Reste constatirt zu haben, welche mit *Arv. arvalis* nahe verwandt sind. So hat Forsyth Major im Jahre 1873 einige Kiefer aus der Höhle von Levrange, sowie aus der Knochenbreccie von Oliveto bei Pisa mit einigem Zweifel auf *Arv. arvalis* bezogen[1]), ebenso Blackmore und Alston einige Kiefer aus den Kalkstein-Spalten bei Bath, wobei letztere Autoren die Wahl lassen zwischen *A. arvalis*, *saxatilis* und *gregalis*. Ich bemerke übrigens bei dieser Gelegenheit, dass ich die Abbildungen der Backenzahnreihen, welche der sonst so vortrefflichen Abhandlung von Blackmore und Alston[2]) beigefügt sind, nicht scharf genug finde, dass sie zumal die typische Form des *m 1 inf.* bei *A. arvalis* nicht richtig zur Anschauung bringen, indem die erste äussere Kante viel zu schwach dargestellt ist, so dass man fast den betreffenden Zahn von *A. gregalis* vor sich zu haben glauben kann. — Ich selbst habe Fossilreste von *A. arvalis* mit Sicherheit bei Wester-Egeln constatirt, ebenso im Löss von Würzburg. Richter hat sie bei Saalfeld gefunden.

7. Fossilreste einer Sminthus-Art sind, so viel ich weiss, bisher in Mitteleuropa noch nicht weiter nachgewiesen, was bei ihrer ausserordentlichen Zartheit kaum zu verwundern ist.

8. Dagegen sind die Fundorte diluvialer Pfeifhasenreste schon ziemlich zahlreich. Ich selbst besitze einen fast vollständigen Schädel des *Lagomys pusillus foss.* nebst Unterkiefer, Becken, Ober- und Unter-Schenkel von Wester-Egeln[3]), einen Oberarm, einen Unterschenkel nebst zwei lädirten Unterkiefern derselben oder einer nahe verwandten Art (*Lag. hyperboreus?*) von Thiede[4]); eben dahin rechne ich einen wohlerhaltenen Unterkiefer aus einer Höhle am rechten Ufer des Asbachthales in Oberfranken, sowie einen Oberschenkel aus der oben erwähnten Höhle desselben Thales, welche mir einen Unterkiefer von *Arvicola ratticeps* geliefert hat.

Ich habe ferner das Vorkommen einer kleinen Pfeifhasenart constatirt in der Knochenbreccie von Goslar[5]) und in der sogenannten Renthierschicht der Höhle von Balve in Westfalen[6]).

---

[1]) Blackmore and Alston, on fossil Arvicolidae in Proc. Zool. Soc., 1874, S. 468.

[2]), [3]), [4]) und [5]) Nehring, Die quatern. Faunen v. Thiede u. Wester-Egeln, S. A. S. 30 ff. — S. 3. — S. 31.

[6]) Nehring, Die Fossilreste der Mikrofauna aus oberfränk. Höhlen, S. A. S. 9.

Von sonstigen Fundorten nenne ich die Brumberger Höhle in Oberfranken[1] (welche auch Reste von *Arvicola ratticeps* geliefert haben soll), Steeten an der Lahn[2], Dinant sur Meuse in Belgien, Montmorency bei Paris, die Kenthöhle, Brixham und Bleadon in England[3].

In welchem Verhältnisse diese diluvialen Pfeifhasenreste zu den tertiären Resten von Oeningen, aus der mittelmeerischen Knochenbreccie und von anderen Fundorten stehen, müssen spätere Untersuchungen darthun[4]; wenn man sie mit den lebenden Species vergleicht, so stellt sich durchweg eine an Identität grenzende Aehnlichkeit mit *Lagomys pusillus* heraus. In einigen Fällen möchte allerdings der Vergleich mit *Lag. hyperboreus*, in anderen mit *Lag. ogotona* näher liegen.

C. Allgemeine Schlussbetrachtungen.

Aus obigen Vergleichungen und Zusammenstellungen ergibt sich das nicht unwichtige Resultat, dass die kleinere Säugethierfauna von Nussdorf nicht vereinzelt dasteht, sondern dass sämmtliche Species, mit Ausnahme von *Sminthus*, schon an anderen diluvialen Fundorten Mittel- und West-Europas gefunden sind. Mit diesem Resultate stimmt auch die sonstige Fauna von Nussdorf. Dahin gehört vor Allem das Mammuth, *Elephas primigenius*. Der colossale Mammuthschädel, dessen Auffindung die Veranlassung zur Entdeckung der kleineren Säugethierreste gab, befindet sich nach Angabe des Herrn Dr. Fuchs genau in demselben Erhaltungszustande, wie die letzteren; einige Fragmente des ersteren, welche Herr Dr. Fuchs mir gütigst mitübersandt hat, lassen keinen deutlich erkennbaren Unterschied in der Fossilität erkennen. Dieser Umstand scheint also für die Gleichzeitigkeit des Mammuth und der oben besprochenen kleineren Säugethiere zu sprechen.

An sonstigen Säugethieren sind bei Nussdorf folgende gefunden: *Rhinoceros tichorhinus*, *Equus caballus*, *Bos sp.* (vielleicht *brachyceros*), *Cervus sp.* (vielleicht *megaceros*). *Hyaena spelaea*. In den gleichartigen Ablagerungen von Heiligenstadt bei Wien sind folgende Species constatirt: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Equus caballus* und nach einer neuerlichen interessanten Mittheilung des Herrn Felix Karrer auch *Cervus tarandus*[5].

Bei Heiligenstadt scheinen alle die genannten Reste in Löss gefunden zu sein, bei Nussdorf dagegen muss man unterscheiden zwischen den Löss-Ablagerungen und einer darunter liegenden

---

[1]) Münster, Petrefacten d. Kreissammlg. v. Bayreuth, S. 87.

[2]) H. v. Meyer, Jahrb. f. Mineral. 1846, S. 515 ff.

[3]) Dupont, L'homme pendant les ages de la pierre, 2. edit. Tableau synoptique. Gervais, zool. et Pal. franc. S. 31 f. — Boyd Dawkins, Höhlenjagd. Deutsch von Spengel. S. 287.

[4]) Was ich bisher aus der mittelmeerischen Knochenbreccie an sogenannten Lagomys-Resten gesehen habe (und es ist nicht ganz wenig), gehört Alles zu der Hensel'schen Gattung Myolagus; was ich davon aus dem Diluvium Deutschlands kenne, gehört wirklich zu Lagomys.

[5]) Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1879, Nr. 7, S. 149.

Sumpfschicht. In der letzteren hat man einst den mehrfach erwähnten Mammuthschädel nebst den kleinen Säugethierresten gefunden, nicht in dem Löss, wie Herr Dr. Peters in seiner Mittheilung über jenen Fund angibt.

Da dieses von Wichtigkeit ist, so lasse ich die näheren Mittheilungen über den Fundort folgen, welche mir Herr Fuchs gemacht hat. Derselbe schreibt mir darüber im Wesentlichen Folgendes:

„Bei Nussdorf findet sich unter einem 4—6° mächtigen Wechsel von Löss und Geschieben eine Sumpfablagerung, bestehend aus einem feinen, blaugrauen, sandigen Thon mit Planorben, Achatina, Clausilia, Helix u. s. w.[1]). In dieser Sumpfschicht fand sich der Mammuthschädel (ca. 4° unter der Oberfläche, wenn nicht noch tiefer!), aus dessen Schädelhöhle die kleinen Knochen durch Schlämmen gewonnen wurden.“...

„In derselben Schicht wurde in geringer Entfernung von der Fundstelle des Mammuthschädels ein förmliches Mooslager von *Hypnum aduncum* und *Hypnum giganteum* aufgefunden. (Siehe Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XIX, 1869, pag. 199.)“ ...

„Die blaugraue Sumpfschicht kann in keiner Weise als Löss bezeichnet werden, da sie etwas davon ganz Verschiedenes ist. Anfang der 70er Jahre wurde diese Schicht bei Nussdorf an einem andern Punkte blossgelegt; sie zeigte sich hier ganz von einer torfigen Moosmasse erfüllt und enthielt zahlreiche Sumpfconchylien (*Planorbis, Lymnaeus*), alles lebende Arten. Zusammen damit kamen Knochen und Zähne von grossen Wiederkäuern (wahrscheinlich Ochsen) vor, die indessen nicht näher untersucht wurden. Einige Jahre darauf wurden in derselben Schicht zwei kleine Hornzapfen gefunden, welche Herr Prof. Suess für Reste von *Bos brachyceros* hält.“

„Ueber der Sumpfschicht folgen fluviatile Geschiebemassen, die einigemale mit Löss wechseln, worauf schliesslich zu oberst eine mächtige reine Lössmasse in vollkommen typischer Beschaffenheit mit zahlreichen Lössschnecken folgt.“ .... „Die meisten Knochenreste werden an der Basis des Löss unmittelbar auf dem Schotter liegend gefunden.“

Aus diesen ausführlichen und sorgfältigen Angaben des Herrn Dr. Fuchs ergibt sich also, dass die mir vorliegenden und zuerst von Peters beschriebenen kleinen Säugethierreste nicht aus dem Löss stammen, und dass somit die Peters'schen Angaben a. a. O., sowie alle daraus entsprungenen Anführungen in anderen Arbeiten (z. B. in C. Rothe's „Säugethiere Niederösterreichs einschliesslich der fossilen Vorkommnisse, Wien, 1875) in dieser Beziehung zu rectificiren sind. Das Aussehen der mir vorliegenden Knöchelchen, sowie die anhängenden Partikelchen der umgebenden Masse bestätigen durchaus die Angaben des Herrn Fuchs.

---

[1]) Nach Peters, welcher sich auf Zelebor beruft, sind neben den kleineren Säugethierresten an Conchylien vorgekommen: *Planorbis leucostomus Michl.*, *Pisidium fontinale Drap.*, *Helix circinata Studer*, *Succinea oblonga Drap.* Im Uebrigen hat Zelebor im „Löss von Nussdorf“ gesammelt: *Helix villosa Drap.*, *H. hispida Lam.*, *Clausilia pumila Zgl.*, *Bulimus montanus Drap.* Vergl. Peters a. a. O. S. 120.

Es ist möglich, dass die mehrerwähnte Sumpfschicht mit zu dem Lössdiluvium gerechnet werden darf, aber sie darf offenbar nicht schlechtweg als „Löss“ bezeichnet werden. Nach den Lagerungsverhältnissen zu urtheilen, gehört sie in den Anfang der Lösszeit. Verlegt man die Bildung des Löss in die Postglacialzeit, wofür viele Umstände sprechen, so dürfte unsere blaugraue Sumpfschicht etwa in die Uebergangszeit zwischen Glacialzeit und Postglacialzeit fallen; in jener Uebergangszeit gab es gewiss an vielen Orten Mittel-Europas Sümpfe mit Moosen nebst einer entsprechenden Weichthierfauna.

Dass der grosse Mammuthschädel mit der Sumpfschicht gleichzeitig ist, kann sicher nicht bezweifelt werden. Was die kleineren Säugethiere anbetrifft, so könnte man sie unter gewissen Voraussetzungen einer etwas späteren Zeit zurechnen, trotz des gleichartigen Aussehens und der gleichen Fossilität der betreffenden Knochenreste. Es kommt eben darauf an, wie man sich die Ablagerungsmodalitäten der kleineren Thierreste denkt. Peters denkt sich dieselben in der Weise, „dass der Elephantencadaver auf moorigem Grunde der Fäulniss anheimfiel, dass er allmählich von Sumpfanhäufungen umlagert und endlich von ihnen bedeckt wurde. Inzwischen aber war ein- oder mehrere Male Trockniss eingetreten, so dass sich Maulwürfe, Spitzmäuse, die Waldwühlmaus und die obengenannten Landschnecken in dem Boden ansiedeln konnten. Durch neuerlich folgende Ueberfluthungen wurden sie getödtet und begraben. Zugleich scheinen Einschwemmungen von naheliegenden Gebirgsquellen her stattgefunden zu haben.“

Nach meiner Ansicht würde es sehr wichtig sein, zu constatiren, ob in der mehrfach erwähnten Sumpfschicht auch sonst noch Reste kleinerer Säugethiere zerstreut und einigermassen gleichmässig vertheilt zu finden sind, oder nicht. Ist dieses nicht der Fall, beschränkt sich also ihr Vorkommen auf die Höhlungen und die unmittelbare Umgebung des Mammuthschädels, so muss diese Erscheinung besondere, locale Gründe haben. Ich würde dann nicht annehmen können, dass die vorliegenden kleinen Thierreste durch Ueberschwemmungsfluthen oder Gebirgsquellen an den Fundort geführt und in die Sumpfschicht eingebettet seien, sondern ich würde mir die Sache folgendermassen denken:

Die Sumpfschicht mit dem eingebetteten Mammuthschädel wurde im Laufe der Zeit trocken gelegt und bedeckte sich mit Gras, Kräutern und Gebüsch; da sie ein zur Anlage von Erdhöhlen geeignetes Material bildete, siedelten sich bald Maulwürfe, Spitzmäuse, Schermäuse, Wühlratten, Wühlmäuse, Streifenmäuse, kleine Pfeifhasen, also lauter grabende, in offenen Gegenden lebende Höhlenbewohner auf ihr an. Sie benutzten vielleicht die Höhlungen des gewaltigen Mammuthschädels als Wohnungen, als Wohnkessel, theils neben einander, theils nach einander. In ihnen kamen sie gelegentlich um, sei es, dass sie eines natürlichen Todes starben, sei es, dass sie durch plötzliche Wolkenbrüche und Ueberschwemmungen getödtet wurden. Wenn Peters angibt, dass die kleinen Thierreste „im Innern der grossen Höhlungen des Schädels zerstreut“ lagen, so widerstreitet dieses meiner Annahme nicht. Wenn man ein kleineres Säugethier oder einen kleineren Vogel etc. im

weichen Boden nicht allzu tief eingräbt, so dass Ameisen, Würmer, Käfer, Feldmäuse, Maulwürfe in den Bereich des Cadavers gelangen können, so wird man, wenn man nach einigen Jahren die betreffende Stelle vorsichtig freilegt, keineswegs die Skelettheile des eingegrabenen Thieres der ursprünglichen Lage entsprechend antreffen, sondern man wird finden, dass die kleinen Knöchelchen oft von einander getrennt liegen, dass sie einen viel grösseren Raum bedecken, als ursprünglich, ja, dass manche von ihnen beschädigt sind oder sogar fehlen. Ich habe diese Erfahrung schon mehr als einmal gemacht und kann deshalb diese Art der Maceration, welche zwar bequem, aber etwas langweilig ist, für zartere und seltene Thiere in keiner Weise empfehlen, obgleich sie mir für die Beurtheilung fossiler Funde ganz instructiv erscheint.

Es ist also recht gut möglich, dass unsere kleinen höhlenbewohnenden Nager in den Höhlungen, sowie in der unmittelbaren Umgebung des Mammuthschädels, welcher dem Erdreich eine gewisse Festigkeit gab, hausten, und dass einige Exemplare derselben im Laufe der Jahre durch irgend welche Ursachen in ihren Höhlen zu Grunde gingen. Die nachher auf demselben Terrain hausenden Exemplare derselben oder auch anderer Säugethierarten nebst Würmern, Ameisen, Käfern etc., brachten dann die Reste ihrer Vorgänger in einige Unordnung, so dass sie mit einander vermengt und in den Höhlungen des Mammuthschädels zerstreut wurden, bis später die Ablagerungen über dem letzteren mehr und mehr wuchsen und auf diese Weise die blaugraue Sumpfschicht so tief zu liegen kam, dass sie von den Höhlen der Wühlmäuse etc. nicht mehr erreicht wurde.

Diese meine Annahme hat natürlich nur einen hypothetischen Werth, aber ich glaube nicht, dass man sie unwahrscheinlich nennen kann. Auch stimmt sie im Ganzen mit den von Peters angenommenen, auf Autopsie beruhenden Ablagerungs-Modalitäten überein. Wenn man nicht sicher nachweisen kann, dass die kleinen Säugethierreste während der Bildungszeit der Sumpfschicht eingeschwemmt sein müssen, so ist es mir sogar wahrscheinlicher, dass sie später auf die oben beschriebene Weise hineingerathen sind. Denn es sind lauter grabende, höhlenbewohnende Thiere, welche meistens in trockenem, bindendem Boden und nicht in Sümpfen zu hausen pflegen. Wenigstens kann man dieses mit Sicherheit behaupten von *Talpa europaea*, *Spermophilus*, *Arvicola arvalis*, *Sminthus vagus* und *Lagomys pusillus;* diese Thierarten leben durchwegs auf solchem Terrain, welches, wenigstens während der längsten Zeit des Jahres, trocken liegt. *Sorex vulgaris*, *Arv. amphibius* und *Arv. ratticeps* finden sich ebensowohl an feuchten, als an trockenen Orten; doch meiden sie die eigentlichen Sümpfe. Letzterer Umstand, sowie ihr Zusammenvorkommen mit den erstgenannten Arten berechtigt uns zu der Vermuthung, dass auch sie in diesem Falle erst nach Trockenlegung der Sumpfschicht an der Nussdorfer Fundstätte gelebt haben.

Dass die vorliegenden kleinen Thierreste jetzt ebenso fossil erscheinen, wie die Fragmente des Mammuthschädels, ist nicht auffallend. Denn ob ein Knochen, zumal wenn er neben anderen in derselben umgebenden Masse liegt und gleichen Einflüssen ausgesetzt ist,

ein Alter von 20.000 oder 25.000 Jahren hat, möchte wohl nach seinem Aussehen schwer erkennbar sein; auch werden vermuthlich die zarten Skelettheile der kleinen Nager und Insectivoren schneller ihren Gehalt an Fett und Leim einbüssen, als die dicken Knochen eines wohlgenährten Mammuth, sie können also trotz eines jüngeren geologischen Alters einen gleichen Grad von Fossilität aufweisen. Ueberhaupt darf man bei fossilen Knochen und Zähnen auf das Aussehen nicht zu viel Gewicht legen; nach meinen Beobachtungen können gleichalterige Reste desselben Fundortes je nach localen Verschiedenheiten der umgebenden Masse, je nach Verschiedenheit der Arten und des Lebensalters im Aussehen auffällig von einander abweichen, und umgekehrt können Knochen von ganz verschiedenem geologischen Alter zuweilen einander sehr ähnlich sehen.

Deshalb ist es vor Allem wichtig, die Ablagerungsverhältnisse an Ort und Stelle bis in's Detail zu studiren, was man am besten beim eigenhändigen Graben thun kann. Man erkennt dann in den meisten Fällen unschwer, ob Einschwemmungen stattgefunden oder ob Raubthiere (zumal Raubvögel) die Thierreste zusammengetragen, oder ob die durch fossile Knochen repräsentirten Thiere an Ort und Stelle gehaust haben.

Nach denjenigen Notizen, welche mir über die Fundumstände der vorliegenden kleinen Thierreste von Nussdorf bekannt geworden sind, halte ich es für sehr möglich, dass dieselben mit den etwas höher im Löss liegenden Knochen der oben erwähnten grösseren Säugethiere gleichalterig sind. Sie können also, wenngleich sie nicht im Löss gefunden wurden, dennoch der Lösszeit angehören, natürlich unter der oben erörterten Voraussetzung, dass sie nicht in die Sumpfschicht eingeschwemmt, sondern erst nachträglich in Folge der Lebensgewohnheiten der betreffenden Thierarten durch Einwühlung hineingerathen sind.

Dass die meisten der kleinen Nussdorfer Species an anderen Orten im Löss oder doch in lössartigen Ablagerungen gefunden sind, spricht mit für die obige Ansicht. So sind Reste von *Talpa europaea*, *Arvicola amphibius*, *Arv. ratticeps*, *Arv. arvalis* und zahlreiche *Spermophilus*-Reste (allerdings von grösseren Arten) im Löss von Würzburg durch Hrn. Prof. Sandberger entdeckt worden.[1])

Ich selbst habe Reste von einer *Sorex*-Art, von *Arv. amphibius*, *Arv. ratticeps*, *Arv. arvalis*, *Spermophilus guttatus* (und *Sp. altaicus*), *Lagomys pusillus* in den lössähnlichen Schichten der diluvialen Ablagerungen von Wester-Egeln, einige dieser Arten auch in den entsprechenden Ablagerungen von Thiede ausgegraben.[2])

---

[1]) Die betreffenden Fossilien kenne ich aus eigener Anschauung, da sie mir durch die Güte des Herrn Prof. Sandberger zum Vergleich zugegangen waren. Besonders merkwürdig ist ein Spermophilus-Schädel nebst anderen Skelettheilen, welche in einer charakteristisch gebildeten Lösspuppe eingeschlossen sind.

[2]) Vgl. meine ausführliche Mittheilung in den Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt 1878, Nr. 12, S. 261—272.

Die Faunen von Wester-Egeln und von Thiede, sowie anderer gleichalteriger Fundorte (Quedlinburg, Gera, Saalfeld, Würzburg etc.) sind freilich weit reicher, oder sie sind doch weit vollständiger bekannt, als die von Nussdorf, und es lässt sich daher vorläufig ein Vergleich nicht näher durchführen.

Es wäre aber sehr wünschenswerth, dass in Zukunft die kleinere Wirbelthierfauna der diluvialen Ablagerungen von Nussdorf eine recht sorgfältige Beachtung fände, und dass womöglich von sachverständiger Seite sowohl die mehrfach genannte Sumpfschicht, als auch die darüber liegenden Schichten durch neue Nachgrabungen erschlossen und auf kleinere Wirbelthierreste untersucht würden.

Die vorläufigen Resultate, welche sich aus den nachgewiesenen Species ziehen lassen, fasse ich in folgende Sätze zusammen:

1. Die kleine Wirbelthierfauna aus dem Diluvium von Nussdorf ist mit den Diluvialfaunen von Wester-Egeln, Thiede, Saalfeld, Würzburg, Steeten und ähnlichen in dieselbe Kategorie zusammenzustellen. Sie bildet vorläufig in Mitteleuropa das südöstlichste Glied derselben. Besonders bemerkenswerth ist es, dass *Arvicola ratticeps* einst so weit südlich vorgekommen ist.

2. Die Fauna der Knochenbreccie von Beremend in Ungarn, welche Peters a. a. O. für nahe verwandt mit der von Nussdorf erklärt, weicht nach meinen Untersuchungen ganz wesentlich von der letzteren ab, nicht so sehr in den klimatischen Schlussfolgerungen, welche sich daraus ziehen lassen, als in den Thierarten. Bei Beremend haben wir statt der Nussdorfer Arvicola-Arten drei ganz eigenthümliche Arvicolinen, deren Backenzähne im oberen Theile zwar Arvicola-ähnlich, im unteren Theile dagegen ganz abweichend gebildet, nämlich mit je zwei Wurzeln versehen sind, ähnlich wie es bei alten Exemplaren von *Arv. glareolus* der Fall ist. Dabei sind sie aber sonst von *Arv. glareolus* völlig verschieden, theils in der Grösse, theils in der Bildung der Schmelzfalten. Sie scheinen einem bisher unbekannten Genus anzugehören, worüber ich bald Genaueres veröffentlichen werde. — Der *Crossopus* von Beremend ist nicht *Cr. fodiens*, wie Peters annimmt, sondern eine andere, viel grössere Art. — Besonders charakteristisch sind endlich für Beremend die kleinen Hamster-Arten, welche mit den kleinen osteuropäischen und südsibirischen Steppenhamstern (*Cricetus arenarius*, *Cr. phaeus* etc.) identisch oder nahe verwandt zu sein scheinen; von diesen fehlt bisher bei Nussdorf jede Spur.

3. In klimatischer Hinsicht lassen allerdings die kleinen Wirbelthierfaunen von Nussdorf und Beremend gleichartigere Schlüsse zu. Sie deuten beide auf ein ehemaliges Steppenklima hin[1]), und zwar die Nussdorfer Fauna auf ein Steppenklima mit nordischem Anstrich, wie es etwa jetzt in den süduralischen Gebieten herrscht. Denn hier finden wir noch jetzt die sämmtlichen kleinen Säugethiere von Nussdorf lebend in einer Fauna vereinigt.

---

[1]) Vgl. Nehring, Die quatern. Faunen von Thiede und Wester-Egeln S. A. S. 57 f., S. 63 f. — Liebe, D. diluv. Murmelthier Ostthüringens und seine Beziehungen zum Bobak und zur Marmotte im „Zoolog. Garten“ 1878, III. Heft.

4. Dem geologischen Alter nach scheint die kleine Säugethierfauna von Nussdorf in die Postglacialzeit zu gehören; doch müssen weitere Funde erst noch lehren, ob sie der Sumpfschicht, in der die betreffenden Reste gefunden wurden, gleichalterig, oder ob sie einer etwas höher liegenden Schicht, etwa dem Löss, zuzurechnen sind. Im letzteren Falle würde man im Stande sein, die Nussdorfer Fauna auch für die Frage über die Entstehungsart des Löss zu verwerthen.

Die geologischen Verhältnisse des Tunnels am Unterstein mit Einbeziehung des Terrains zwischen Lend und Taxenbach.

Von **C. J. Wagner**, Ingenieur.

(Mit Taf. XVI. und XVII. und 15 Zinkotypien.)

Von der Einmündung des Raurisbaches in die Salzach, woselbst das Thal schon bedeutend enge, schliesst sich dasselbe noch mehr gegen flussabwärts, hierbei links vom entwickelteren Ufer als am rechten begrenzt. Der Fluss besitzt in dieser Strecke einen ziemlich regulären Lauf mit durchschnittlichem Gefälle von 1 : 156 bis etwas unterhalb des Trattenbaches, wo die Salzach durch den später besprochenen Absturz der rechtseitigen Thalwand (Embacherplaike) an das linke Ufer geworfen wurde, während der Schutt und die Felsmassen des Absturzes nebst der Ablenkung des Stromlaufes auch bedeutende Hebungen der Flusssohle nach sich zogen, welche sich durch einige grössere Stromschnellen bis gegen die Salzachübersetzung der Bahn bei Unterstein äussern.

Von der Einmündung des Trattenbaches an wechselt der Charakter der Thalseite, und an jener Stelle, wo der Tunnel bei Unterstein zu liegen kömmt, erscheinen beide Thalseiten von ziemlich gleicher Entwicklung; mehr gegen Lend steigt die linke Thalwand wieder schroff auf, während die rechte sich sanfter zu entwickeln beginnt.

Die Salzach selbst besitzt von der Bahnübersetzung bei Unterstein bis zum Dientenbache ein durchschnittliches, ziemlich gleichmässiges Gefälle von 1 : 137, und bis zum Scheiberpalfen, der, das Thal einengend, die Salzach an das rechte Ufer wirft, einen ziemlich regulären Lauf. Weiterhin erweitert sich das Thal gegen Lend und bildet hier die bedeutende Stromschnelle des „Salzachfalles“, wie jene bei Unterstein, durch grosse Felsblöcke gebildet, die ihrer Gesteinsgattung nach von der Tauernkette stammen.

Im Allgemeinen erscheint das jetzige Salzachbett zwischen Lend und Taxenbach im krystallinischen Schiefergesteine eingeschnitten, dessen theilweisen, leichter chemischen Zersetzung und geringer mechanischer Widerstandsfähigkeit die jetzige Thalbildung ihre Form zu verdanken hat. Nur dort, wo, wie schon erwähnt, durch ältere Einflüsse festere Gesteinsgattungen in das Flussbett gelangten, ist der

weiteren Tieferlegung des Bettes, einer Selbstregulirung der Sohle ein bedeutendes Hinderniss entgegengesetzt.

Die Uferwände, so aus krystallinischen Schiefergesteinen gebildet, erscheinen den Formen nach in ihrer Entwickelung zurück, meist steil ansteigend, an ihren freien Theilen aber häufig von den atmosphärischen Einflüssen stark angegriffen, und desshalb bei Hinzutritt von grösseren Mengen Wasser stark erweicht, so dass oft unter festeren Schichtungsgliedern kleinere Massen in Form einer breiartigen Substanz zum Abflusse gelangen; nach unten sind selbe beinahe durchgehends von Schutthalden ihrer eigenen Gesteinsgattung umgeben.

Des Weiteren sind an den Aussenflächen der meisten dieser Schiefer Ausblühungen von Salzen, hauptsächlich Eisenvitriol sehr häufig, die jedenfalls ihr Dasein nur der Zersetzung des in diesen Schiefern sehr häufig eingesprengten Eisenkieses verdanken, wobei die frei werdende Schwefelsäure je nach dem localen Vorhandensein von Basen, weitere Verbindungen eingeht.

Dass die Zersetzungsprocesse dieser Kiese, welche oft in sehr grosser Menge eingesprengt vorkommen, bedeutende und rasche Umwandlungen der Schiefer selbst mit sich führen, ist wohl leicht erklärlich, da sowohl die Volumsvergrösserung bei der Zersetzung, als die hierbei entwickelte Wärme und frei werdende Säure auf ihre Umgebung sicher nicht ohne Einwirkung bleibt.

Neben den vorwiegend erscheinenden Schwefelkiesen zeigen sich nicht sehr selten als dessen Begleiter Magneteisensteine, und in den quarzreichen phyllitischen Schiefern auch Adern von Eisenglimmer und Bleiglanz mit geringem Silbergehalte.

Unter den krystallinischen Schiefergesteinen, welche nahezu in allen ihren Formen in diesem Thale vertreten sind, ist der Thonschiefer vorherrschend, der in sich zwei grössere chloritische Talkschieferschichten aufnimmt, in welchen der Hauptsache nach sehr häufig Uebergänge in Talk und graphitischen Schiefern mit Quarzeinschlüssen zu beobachten sind.

Ueberhaupt erscheint es sehr schwer, eine wirkliche Grenze unter diesen Schiefern zu ziehen, da man häufig Gelegenheit hat, in ein und derselben Schichte einen mehrmaligen Wechsel der Schiefergattungen vorzufinden. So sind die Uebergänge vom Chloritischen bis zum Talk im Thonschiefer nichts Seltenes und eine vollkommene Trennung sehr erschwert.

Ich habe daher auch in der von mir aufgenommenen Terrainskizze (Taf. XVI) allgemein das Schiefergebirge zusammengenommen, und nur die deutlich verlaufenden chloritischen Talkschieferschichten noch besonders gekennzeichnet.

In den meisten dieser Schichten erscheint die Umwandlung der Grundmasse schon einen bedeutenden Grad erreicht zu haben, und verfolgt man die Gebilde genauer, so lassen sich manche wechselnde Wirkungen der chloritischen und talkigen Schiefer, beschränkt oft auf ein ganz geringes Gebiet, beobachten, wo als drittes Glied die atmosphärischen Niederschläge mitwirken, welche geschwängert mit Kohlensäure in die Gesteinsmassen eindringen und selbe in allen ihren Theilen erfüllen und umsetzen.

So wie die Oberfläche, so sind auch die tiefer gelegenen Partien den aus dem Erdinneren entspringenden Einflüssen ausgesetzt und ähnlichen, wenn auch nicht immer so rasch erscheinenden Umwandlungen unterworfen. Es besitzen alle genannte Schiefergesteine einen bedeutenden Grad von Bruchfeuchte, was der constanten Wechselwirkung im Innern, dem fortwährenden Auslaugen und Umsetzen der Gebilde zuzuschreiben ist.

In grösseren Massen in diesen Schiefern eingelagert, findet man Hornblendegesteine, und gerade gegenüber dem Tunnel bei Unterstein ein grösseres Lager von Diorit in den Talkschiefern eingeschlossen, welches am rechten Ufer zu Tage tritt.

An der linken Thalwand fand ich ebenfalls in bereits sehr umgesetztem talkigen Schiefer einige Einschlüsse von schieferigem Quarz und Hornblendegestein.

Alle diese Schiefer besitzen durch das ganze Thal ein ziemlich gleichmässiges Streichen, die Hauptrichtung kann ostwestlich genannt werden, das Fallen vorherrschend gegen Nord.

Es fällt zwar eine genauere Scheidung der einzelnen Schichten äusserst schwer durch die eben erwähnte grosse Mannigfaltigkeit und die theilweise reichen, wenig scharf getrennten Uebergänge.

Obgleich ich mir der schwierigen Aufgabe bewusst war, suchte ich selbe doch theilweise durchzuführen und wählte hierzu einen Thalschnitt, der in der Terrainskizze seiner Richtung nach durch die strichpunktirte Linie *dcfg* ersichtlich gemacht ist. Er führt von Hocheck, seinem längsten Ausläufer entlang über die durchtunnelte Gebirgsnase, von dort in der Richtung nach Embach.

Fig. 1.



1. Silur-Kalk. 2. Silur-Thonschiefer. 3. Silur-Kalkschiefer. 4. Schieferiges Quarzhornblendegestein. 5. Thonschiefer. 6. Phyllit. 7. Strahlstein-Schiefer. 8. Thonschiefer. 9. Strahlstein-Schiefer. 10. Talkschiefer. 11. Phyllit. 12. Talkschiefer. 13. Diorit. 14. Graphitische Schiefer. 15. Phyllit. 16. Silur. Thonschiefer. 17. Diluviale Geschiebe und Conglomerate.

Der Schnitt zeigt, obgleich keine zu genaue Specialisirung der einzelnen Schichtungsglieder vorgenommen wurde, doch eine reiche Abwechslung in den Gebilden. Das linke Ufer wird an dessen Fuss vorherrschend von Talkschiefern, zum Theil ziemlich gefältelt, gebildet, welche meist zahlreiche linsenförmige Einlagerungen von Quarz, Bleiglanz führend, enthalten.

Ueber diese Talkschiefer lagern sich quarzreiche phyllitische Schiefer, die nicht selten Eisenglimmeradern enthalten, dann talkige und Strahlstein führende Schiefer, welche beide ziemlich häufig Pyrit als Einschluss führen, weiters Thonschiefer, unter welchen solche, die

nicht krystallinisch erscheinen, vorherrschen, im Uebrigen Abänderungen, welche theils gemein, theils talkartig oder phyllitisch auftreten, Strahlstein führende Schiefer, phyllitische Thonschiefer mit Quarzlinsen, gemeine, talkartige oder phyllitische Thonschiefer und schieferiges Quarz-Hornblendegestein.

Mit dieser letzten Schichte scheinen die tieferen Lagen ihren Abschluss zu finden, und werden weiters von mehr ausgesprocheneren silurischen, talkigen Schiefern, nicht selten zersetzte Schwefelkieseinschlüsse führend, wie auch von silurischen Thonschiefern, die nach oben einen Uebergang in Kalk und Rohwand führend (Ankerit) auftreten und zum Schlusse des Profiles von einem silurischen Kalk überdeckt.

Diese in der Schichte 3 vorgefundenen, durch die Zersetzung von Schwefelkiesen erzeugten auftretenden Höhlungen beobachtete ich sehr häufig, und zeigten sich selbe als kleine linsenförmige Höhlungen, welche oft neben einander in grosser Anzahl auftreten.

Die Schiefergesteine sind am linken Ufer in der Richtung des Profiles meist blosgelegt, was mich auch veranlasste, die theilweisen Schwankungen in der Richtung des Profiles vorzunehmen.

Die erste und zweite Etage werden von Geschiebs-Ablagerungen überdeckt, welche noch später näher erörtert werden.

Oberhalb der zweiten Etage ist ein ziemlicher Wasserreichthum zu beobachten, nebstdem zeigt sich die östliche Mulde der dritten Etage (1195 M.) sehr wasserreich, welch' letztere Eigenschaft auch Ursache sehr grosser Aufweichungen sein mag, die derart umsetzend wirkten, dass selbst an den wenigen Stellen, wo das anstehende Gestein nicht von dessen Verwitterungsproducten überdeckt ist, es schwer fällt, sich in Beziehung des Gesteinscharakters zu orientiren. Dieser grosse Wasserreichthum in dieser Höhe rührt von den vielen Tümpeln, resp. Terrainmulden her, welche sich am Plateau der letzten Etage befinden.

Das rechte Ufer, dessen Fuss an der Stelle des Profiles von einem Dioritklotz gebildet wird, verläuft ohne besondere Abstufungen und ist in Folge der häufigen Ueberdeckung mit Gebirgsschutt schwieriger zu beurtheilen.

Ueber den Dioritklotz, der im talkigen Schiefer eingebettet erscheint und flussseits steil abfällt, liegen mehr graphitische, zum Theil phyllitische Schiefer, quarzreiche phyllitische Schiefer, zum Theil in Quarzschiefer übergehend, endlich ausgesprochene silurische Thonschiefer, welche einen Uebergang in Kalkschiefer zeigen.

Die das Schiefergebilde der rechten unteren Thalwand abschliessenden Kalkschieferschichten, welche besonders schön durch den Raurisbach (Kitzloch) an dessen Einmündung in den Salzachfluss aufgedeckt sind, werden von mächtigen diluvialen Geschieb- und Conglomeratbänken mit thonigkalkigem Bindemittel überlagert.

Diese diluvialen Ablagerungen, welche theils lehmigsandige Beimengungen besitzen, der Gesteinsgattung nach hauptsächlich aus Gneiss, Granulit, Kalk, Glimmerschiefer und seltener Serpentin bestehen, enthalten in den oberen Partien grössere Findlinge und gehen nach unten in groben Sand über.

Die ganze Masse ist durch zwischenlagernde Lehm- oder Sandschichten getrennt, welche meist dünne Lagen bilden. Die Sandschichten scheinen auch mehr weniger Gold zu enthalten, da früher speciell auch an dem Fusse des Embacher-Bruchrandes die Goldwäscherei betrieben wurde, und hängt speciell das hier erwähnte Vorkommen von Goldspuren unzweifelhaft mit dem Vorkommen hinter der Ortschaft Rauris am Tauern zusammen, an welchem Orte noch derzeit auf Gold gebaut wird.

Die Details der Ablagerungen sind aus den nebenstehenden Fig. 2—5 ersichtlich.

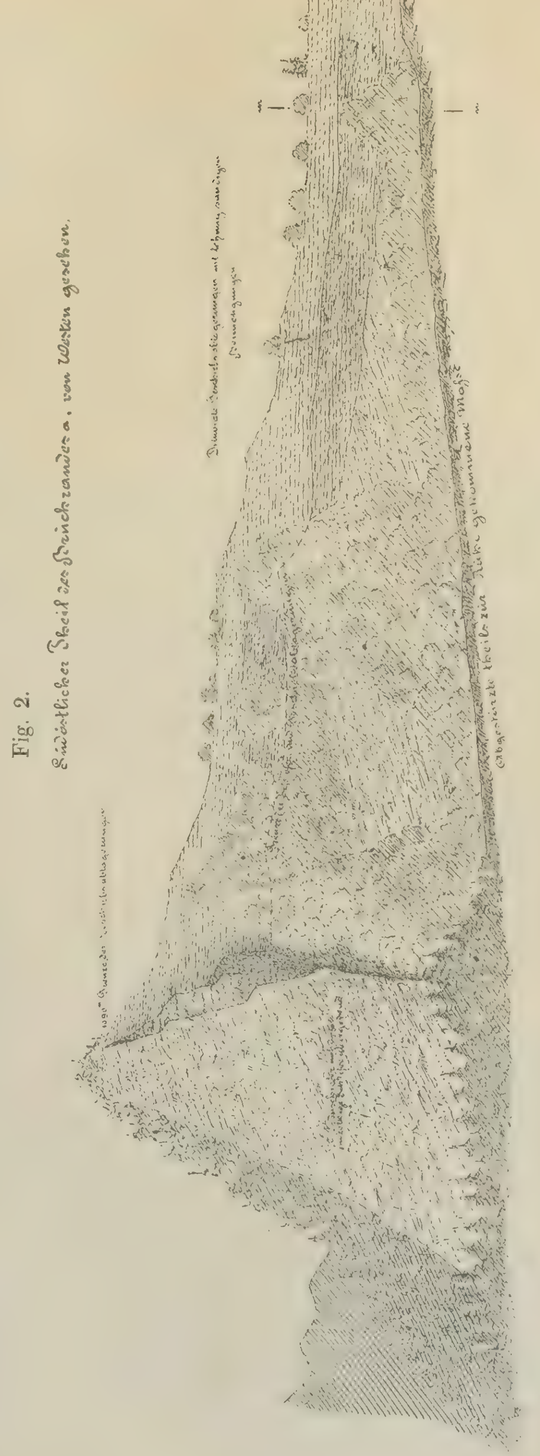


Fig. 2.

Wie in der Beschreibung der Thalsohle bereits erörtert wurde, bilden die in den obersten diluvialen Schichten eingebetteten Findlinge älterer Gesteinsgattungen bedeutende Hemmnisse in Beziehung der Selbstregulirung des Flusses, indem diese durch Abstürze nach der jetzigen Thalsohle gelangend, an vielen Stellen in solcher Menge und bedeutender Grösse vorkommen, dass sich grössere Stromschnellen bilden, unter welchen wohl als Grösster der Salzachfall vor der Ortschaft Lend zu bezeichnen ist.

Auch am Fusse von Schutthalden zeigen sich selbe nicht selten, wo sie dann mehr weniger einen natürlichen Uferschutz gegen die weiteren Angriffe des Flusses bilden.

Die Schiefergebilde, welche die tieferen Lagen des Thales zwischen Taxenbach und Lend bilden, konnten nicht näher in Beziehung ihres Alters bestimmt werden, da auf Grund dieser speciell auf das Salzachthal beschränkten Erhebungen kein richtiger Schluss gezogen werden kann, ohne die ferneren Gebilde gegen die Tauernkette in grösserer Ausdehnung einzubeziehen, während die oberen überlagernden kalkigen und Kalkschichten ihrem Habitus nach einen Vergleich mit den silurischen Kalken vollkommen gestatten, und ich lasse

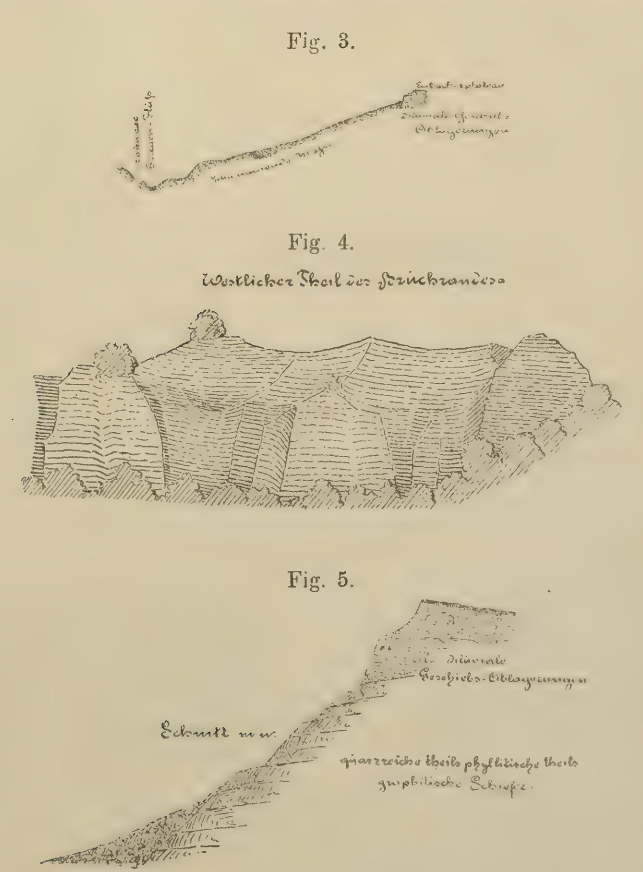


Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 5.

daher die weitere Präcisirung, da selbe für den gegebenen Fall von weniger Werth ist, offen.

Es wäre noch zu erwähnen, dass bei den mächtigen Aufdeckungen dieser Gebilde durch die Bahn keine Beobachtungen gemacht wurden, welche auf das Vorkommen irgend eines thierischen Ueberrestes hätten schliessen lassen.

Ueber diesen soeben besprochenen Schiefergesteinen lagern dann in südlicher Richtung die Radstätterkalke und Schiefer, welche gegen Schwarzach von der Salzach durchrissen sind und daselbst drei Engen, sog. Klammen bilden.

Nach vollendeter Charakterisirung der der Hauptsache nach vorkommenden Gesteinsgattungen gehe ich zur näheren Beschreibung der Formen des Thales selbst über.

Betrachtet man das Bild des Thalschnittes (Fig. 1) näher, so wird der Beobachter sowohl durch die Formen, als durch die bedeutenden Geschiebsablagerungen an der rechten Thalseite des Profiles zu der gerechtfertigten Annahme kommen, dass die Durchschlitzung der Schiefer, wie sich selbe heute repräsentirt, den jüngsten Umbildungsperioden dieses Thales zuzuschreiben ist, und seinerzeit der ganze obere, gegenwärtig ausgeprägte Thalboden die Gewässer aufnahm, was durch die bedeutenden diluvialen Ablagerungen, welche an den meisten Stellen an den beiden Thalgeländen zu finden sind, bestätigt wird.

Noch mehr bestärkt sich diese Annahme, wenn man vom Hochplateau zu Embach oder vom Gschwandtnerberg die östlich gelegenen Terrainformen näher besichtigt. Es entwickelt sich besonders das östliche Bild vom Gschwandtnerberg als ein überaus instructives, indem von diesem Beobachtungspunkte die Formen des oberen Thalbodens ausserordentlich markant hervortreten, während für die Beobachtung der Entwickelung der westlichen Thalformen gegen Oberpinzgau das Embacher-Plateau den richtigen Standpunkt für den Beobachter bildet.

Es zeigt sich das Salzachthal von Mittersill über Bruck bei Zell am See, woselbst sich in nördlicher Richtung das breite Zellerthal anschliesst, bis Taxenbach sehr entwickelt und schliesst sich bei Taxenbach auffallend enge, welchen Charakter es in seinem weiteren Verlauf nahezu constant bis Schwarzach beibehält, während von der Einmündung des Raurisbaches in die Salzach nach der Ortschaft Taxenbach, somit gerade an jenem tief eingefurchten, noch nicht entwickelten Salzachbette, von der Flusssohle circa 300 Meter höher, ein breiterer älterer Thalboden, bedeckt mit diluvialen Gebilden zu beobachten ist, welcher am Ursprunge mit dem Salzachfluss so ziemlich dessen Richtung besitzt, von hier statt aber gegen Lend, über Eschenau, Mitterstein, Goldeck nach Schwarzach seine Direction nimmt und in das jetzige Salzachthal einmündet, woselbst das obere Plateau durch die entwickelteren Formen des Salzachthales bei Schwarzach wieder verschwindet.

Der Verlauf dieses höheren Thalbeckens, welcher besonders durch die Terrainformen in dem oberen Laufe zwischen Mitterstein und Taxenbach ausgeprägt ist, zeigt sich nahezu nach seiner ganzen Länge von den gleichen diluvialen Ablagerungen, wie selbe schon früher eingehend besprochen wurden, begleitet, und es erscheint nach der Gesteinsbeschaffenheit derselben, dass sie insgesammt dem Rauristhale entnommen sind.

In Erwägung aller Umstände ist somit die Annahme gerechtfertigt, dass das Terrain bei Taxenbach eine Wasserscheide bildete, die Gewässer des Oberpinzgaues bis nach Taxenbach zwang, ihren Abfluss nach dem Zellerthal durch die Hohlwege über Loffer zu nehmen und anderseits der Raurisbach, dem ein gewaltiger Gletscher die Wege geebnet hat, seinen Lauf in der Richtung über Eschenau, Mitterstein, Goldeck und Schwarzach nahm.

Es bildete somit der jetzige Raurisbach seinerzeit den Ursprung der Gewässer, die in östlicher Richtung über Schwarzach, Sct. Johann, Werfen und Golling abliefen und den Weg füı die später zufliessenden Gewässer des Oberpinzgaues ebneten. Inwiefern die Vereinigung der beiden Thäler östlich und westlich von dieser Wasserscheide weiter sich entwickelte, kann wohl bei den vielen möglichen Combinationen nicht genauer verfolgt werden, jedenfalls liegt aber das Hauptmoment in der weiteren fortschreitenden Bildung des Rauristhales selbst und unter Zuhilfenahme eines möglichen Uebertrittes der Wässer des Oberpinzgaues.

Ich versuchte, die älteren Configurationen des Thales zwischen Taxenbach und Lend nach den vorhandenen Anhaltspunkten im Allgemeinen zu skizziren, und kam zu der Ansicht, dass der seinerzeit aus dem Rauristhal ausfliessende Strom sich seiner Hauptmasse nach über Eschenau, Mitterstein, also hinter den Buchberg gegen Goldeck ergoss, während bei grösseren Wassermassen auch ein Ueberfliessen bei Embach, vor, eventuell auch hinter Eschenau in späterer Zeit, gegen die Gebirgsmulde von Lend gedacht werden muss, um sich die Bildung der jetzt noch vorhandenen Terrainformen erklären zu können. Grössere Mulden, die jedenfalls durch Gletscher ausgerieben, wurden später wieder durch deren Moränen und den Schutt des Raurisstromes erfüllt, und bildete so der Theil um Eschenau ein grösseres Becken.

Der constante Abfluss war jedenfalls über Mitterstein, am nördlichen Abhange des Buchberges, was durch die, jenseits dieses derzeit zu einer secundären Wasserscheide entwickelten Sattels, abgelagerten diluvialen Gebilde gekennzeichnet wird.

Bei grösseren Wassermengen, welche aus dem Rauristhale gelangten und das Becken bei Eschenau erfüllten, wobei der Abfluss über Mitterstein nicht mehr ausreichte, traten nun die drei übrigen Abflüsse, respective Ueberflüsse ein, unter welchen sich die vor Eschenau, die jetzige Richtung der Salzach einnehmend, am raschesten entwickelte, welcher Uferrandsenkung die Vertiefung der Einsattlung der Hauptstromrichtung nicht nachkommen konnte, indem bei Mitterstein quer durch das Thal, den eigentlichen Sattel bildend, eine silurische Kalkschichte zieht, die eine rasche Tieferlegung hinderte.

Der Ueberfall vor Eschenau entwickelte sich durch die Construction des Gebirges daselbst am raschesten, indem der Untergrund nur aus den früher beschriebenen Elementen des in dem Salzachthale auftretenden Schiefergebirges gebildet wird, wobei noch der Umstand eintritt, dass auch die Richtung des Angriffes des Wassers gegenüber den Schieferschichten eine rasche Tieferlegung begünstigte, indem selbe in der Richtung des Streichens der Schichten zur Aeusserung gelangte. Aehnliche Umstände wie bei Mittenstein walten auch bei dem Abflussarm bei Embach vor, indem, obgleich die tieferliegenden Schichten nur theilweise in der Nähe aufgedeckt sind, doch mit Sicherheit anzunehmen ist, dass hier ebenfalls widerstandsfähige silurische Kalke oder Kalkschiefer den Untergrund bilden, was ja auch aus der Construction des Thalschnittes selbst hervorgeht.

Der dritte gedachte Ueberfluss hinter Eschenau in der Richtung des jetzigen Laufes des Dientenbaches hatte überhaupt einen ruhigeren

Ablauf, da derselbe durch den gegen die Hauptstromrichtung liegenden Kegel geschützt war; weiters boten die Schiefergesteine, aus denen der Untergrund gebildet wird, dadurch mehr Widerstand, dass die Richtung des abfliessenden Wassers senkrecht gegen die Streichungslinie und gegen die Fallrichtung gerichtet war.

Es war somit durch den Durchbruch des alten Uferrandes vor Eschenau eine weitere Epoche der Thalbildung eingetreten, welche sich durch die daselbst vorhandenen zusammenwirkenden günstigen Momente rasch entwickelte, und erscheint auch nach demselben die ganze weitere Entwicklung des Thales mit Rücksicht auf die auf uns übergegangenen, noch zu beobachtenden Verhältnisse am natürlichsten gelöst.

Die weitere rückwirkende, sich nach rückwärts einnagende Eigenschaft der Gewässer in weichere Gesteinsmassen kann die Entwicklung des neuen tieferliegenden Bettes in sehr kurzer Zeit bewirkt haben, in dessen letzte Periode aber jedenfalls zur Erklärung der weiteren Thalbildung gegen Taxenbach selbst die Mitwirkung der Gewässer des Oberpinzgaues einbezogen werden muss.

Nach dem Durchbruch der Wasserscheide musste natürlich bei den jedenfalls in grösserer Menge gesammelten Wassermassen des oberen Salzachthales eine rasche Senkung der Sohle erfolgt sein, deren successive Tieferlegung aus dem Profile Fig. 1 zur Genüge zu ersehen ist, dessen Construction aber auch eine schnelle Abnahme der Wasserquantitäten voraussetzt.

Dasselbe Verhältniss muss hinsichtlich der Wasserquantitäten bei bei dem Raurisbach vorausgesetzt werden, und es mag jene Zeit seines oberen Laufes wohl in eine Periode unmittelbar nach der Eiszeit fallen, wo, als die abfliessenden Eismassen die Richtung gegeben hatten, bei Rücktritt der Gletscher grosse Wassermassen zum Ablaufe gekommen sein müssen, die nach und nach mit dem Rücktritte der Gletscher abnahmen.

Es wurde seinerzeit eine ideale Uebersicht von Südost-Baiern zur Eiszeit vom königl. baier. Hauptmanne F. Stark in der Zeitschrift des deutsch-österreichischen Alpenvereines gegeben, dessen südliche Grenze die Salzach bildet. F. Stark gab das Salzachthal als solches in der jetzigen Richtung an, da die diesbezüglichen Erhebungen für diese Zwecke keine detailirten sein konnten. Es werden sich aber durch diese einzuschaltende Wasserscheide bei Taxenbach die Moränen-Ablagerungen der vereinigten Saalach- und Salzachgletscher vollkommen erklären lassen, da die westliche Endmoräne einen bedeutend grösseren Wall bildet, was jedenfalls dem grösseren Gebiet des Saalachgletscher, nach Einschaltung der Wasserscheide bei Taxenbach, entspricht, während der Salzachgletscher, welcher sich bei Salzburg mit dem ersteren vereinigte, die mehr schutttragenden Theile des Saalachgletscher nach Westen ablenkte. Die östliche Endmoräne zeigt nur ganz geringe Spuren ihres Daseins gegen die westliche.

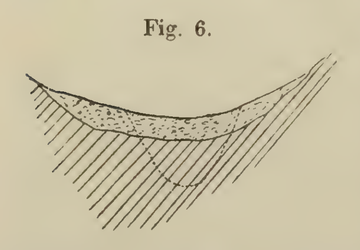
Ich gehe nun auf die Thalbildung des tief eingeschnittenen Salzachbettes zwischen Taxenbach und Lend näher ein, indem in der Entwicklung desselben jene Momente liegen, welche massgebend für die Entscheidung der Bahntrace waren.

Vergegenwärtigt man sich das rasche Einnagen eines Flusses in weichere Schiefergesteine, so wird offenbar mit der Tieferlegung der Sohle eine successive Umbildung der Uferwände eintreten, die aber wohl zu unterscheiden ist von solchen, welche in weicheren klastischen Gesteinsgattungen eintritt.

Die Schiefergesteine bilden bei ihrem ziemlich gleichmässig verlaufenden Streichen und Fallen durch das ganze Thal zwischen Taxenbach und Lend eine Gebirgsmasse, die in ihrem früheren Zusammenhange keine gleichmässig mit der Sohlenvertiefung fortschreitende Uferbildung zulässt, denn es kann in diesen Gebilden nicht von einem Abrutschen der Massen, sondern nur von Abstürzen der einzelnen Gebirgsfragmente die Rede sein, ausser von den die Schiefer überlagernden diluvialen Gebilden.

Diese Abstürze können nun durch Unterwaschung, durch ältere Trennungsflächen, oder, wie am rechten Ufer, durch das Einfallen der Schichten thalseits, durch den zu grossen Druck der die Thalwand überlagernden Gebirgsmassen, nebst Aufweichung des Gesteines selbst erfolgen, aber immer im Vergleiche zur Thalsohlenvertiefung nicht im Verhältniss stehend, indem in solchen Gebilden mehr das directe Abnagen des Wassers bei sonst normalen Umständen, wie sie die linke Thalwand besitzt, die Thalbildung hervorruft. Eine Gleichgewichtsstörung tritt aber erst bei sehr hohen steilen Schieferwänden nur durch Unterwaschung des Fusses ein, wenn sonst die Verhältnisse der Lage der Schichten eine günstige ist. Nehmen wir einen idealen Schnitt des Salzachthales zu Hilfe, so erscheint der linke Thalrand durch die Lage der Schichten bedeutend widerstandsfähiger, und es ist aus diesem Umstande im Allgemeinen der ganze Charakter des Salzachthales zwischen Taxenbach und Lend eigentlich derselbe. Die linke Thalwand zeigt mehr Steilheit; man beobachtet an derselben Formen, die nur der mechanischen Wirkung des Wassers zugeschrieben werden kann; der Fuss ist von weniger grossen Schutthalden überdeckt, während das rechte Ufer nahezu eine Schutthalde bildet, was wohl der Schichtenlage der rechten Thalwand der dieselbe oft in grossen Massen überlagernden diluvialen Gebilde zuzuschreiben ist.

Fig. 6.



Durch diese häufigeren Abstürze der rechten Thalwand wurde je nach Umständen auch die linke in Mitleidenschaft gezogen, welche gegenseitige Rückwirkungen die heute bestehenden Formen erzeugten.

Der Fuss der meisten, sozusagen aller Felswände, die aus diesem Schiefergesteine gebildet sind, ist mit dem Schutte überdeckt, welcher theils durch Abstürze, theils durch die Verwitterung dahin gelangte.

Eines Umstandes ist hier besonders zu erwähnen, der sehr häufig zu irrigen Auffassungen Anlass gibt; es sind dies nämlich die derzeit noch zu beobachtenden Bewegungen an den Uferwänden des Thales. Wie schon oft hervorgehoben, ist nahezu die ganze Thalsohle von Schutthalden gebildet, die wenig hervorspringenden Felswände in den unteren Partieen bilden Mulden, die wieder von Gebirgsschutt erfüllt

sind, und diese Schutthalden, die oft sehr steile Böschungen bilden, zeigen grössere Bewegungen, namentlich zu nassen Jahreszeiten, die dann nicht selten durch deren Abfluss zerstörend auf ihre felsige Unterlage wirken. Es ist ganz richtig, wenn man die Behauptung aufstellt, dass zu nassen Jahreszeiten der ganze Fuss der Thalgelände mehr weniger in Bewegung ist, es beschränkt sich aber diese Bewegung nahezu ausschliesslich auf die Schutthalden, die den eigentlichen sichtbaren Gebirgsfuss bilden. Ich will damit nicht sagen, dass die Felswände keiner weiteren Umbildung unterliegen, aber nicht in jenem gefährlichen Grade, der oft betont wurde; es beschränken sich selbe in der Verwitterung der Oberfläche durch die atmosphärischen Einflüsse in dem Absturze einzelner Felsmassen, die durch ältere Trennungsflächen als sogenannte Nester sich auslösten und je nach den Verhältnissen grössere oder kleinere Massen bilden, deren Wirkung sowohl durch die Strassen- und Bahnfelsanschnitte zur Genüge aufgeklärt wurden.

Weiters ist auch noch der durch die Bewegung der Schutthalden hervorgerufenen Ablösungen von Gebirgsmassen an dem Untergrunde des Ablaufbeckens derselben zu gedenken, deren Wirkung ähnlich wie bei einem Gletscher gedacht werden kann.

Ich komme daher zur Folgerung, dass an der linken Thalwand hauptsächlich nur grössere Felsabstürze durch ausserordentlich wirksame Unterwaschungen des Fusses, welche sehr ungünstige Böschungsverhältnisse des Thalprofiles voraussetzen, hervorgerufen werden konnten, begründet durch die bessere Lage der Schichten des Gesteines auf dieser Thalseite, die nur theilweise durch die in dem Gestein vorhandenen älteren Trennungsflächen, welche gegen die Schichtung verlaufen, geschwächt wird. Diese älteren Trennungsflächen wurden besonders in den Schiefern mit mächtigerer Schichtenhöhe angetroffen, und erklären sich jedenfalls durch ältere Hebungen oder Senkungen des Terrains, während in dem dünnschiefrigen Schiefergesteine selbe weniger häufig auftreten, was in dem Vermögen der grösseren Nachgiebigkeit der einzelnen Schichtungsglieder bei geringerer Höhe seine Begründung finden kann.

Dass Unterkolkungen eintreten können, ist durch grössere Abstürze der rechten Thalwand, die durch ihre Construction dazu geneigter erscheint, leicht erklärlich, und wir besitzen noch Aufschreibungen aus früheren Zeiten, welche uns diese Vorgänge näher erklären werden.

Gehen wir von dem idealen Profile auf das aufgenommene, in Fig. 1 skizzirte Profil näher ein, so finden wir in den Formen, welche uns die Natur erhalten hat, auch unsere gemachten sozusagen theoretischen Schlüsse vollkommen bestätigt.

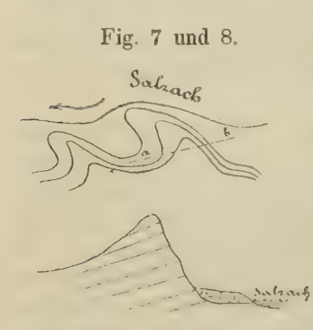
Wir sehen ein Profil vor uns, das seine Form an der linken Thalseite hauptsächlich nur der mechanischen Eigenschaft des strömenden Wassers verdankt, welches durch die successive Abnahme der Menge desselben sich Etagen bildend zurückzog, welche Etagen den austretenden Hochwässern Raum zu ihrem Abfluss boten. Wir bemerken ferner die Spuren dieser Hochwässer in den an den zwei unteren

Etagen abgesetzten diluvialen Ablagerungen, die vom Schutt der hinterliegenden Schieferwände an deren Fusse überdeckt werden.

Durch die später vorgenommene Abdeckung respective Entlastung der untersten Etage, wodurch am Plateau die Schotterablagerungen beseitigt wurden, fand man noch weitere Spuren von den Einschnitten des Wassers am Uferrand bei der successiven Tieferlegung der Sohle, welche, durch die überlagernden diluvialen Gebilde geschützt, sich sehr gut erhalten haben. Wenn auch das Profil selbstsprechend ist für diese Entwicklung, so geben anderseits die weiteren Formen des Terrains der Ausläufer des Hocheck, durch welche der Schnitt geführt ist, den vollkommenen Beweis hiezu, indem durch deren Formen die mechanische Wirkung des Wassers vollkommen ausgesprochen ist.

Wirft man einen Blick nach der geologischen Skizze Tafel XVI, so sieht man gegen das Ende der Ausläufer des Hocheck ganz eigenthümliche Terrainformen, die aus der später aus anderen Gründen noch zu erläuternden Tafel XVII im Detail besser ersichtlich sind.

Fig. 7 und 8.



In charakteristischen Linien wiedergegeben, erscheinen die unteren Ausläufer als langgestreckte, senkrechte, von dem Hauptstock ausgehende, nach der Flussrichtung abschwenkende Gebirgsnasen, die im Schnitte in der Thalrichtung sich wiedergeben.

Die Gebirgsnasen sind gegen die Stromrichtung steil abfallend, während sie nach rückwärts in der Richtung der Schichtung sanfter abgeflacht sind.

Es begründet sich diese Form durch den Umstand, dass vermöge der Lage der Schichtungsglieder die Schiefer dem directen Anprall von vorne besser Widerstand leisten konnten, als seitwärts. Derartige Bildungen sind nicht vereinzelt, und man kann ähnliche Erscheinungen von veränderter Wasserführung in Folge von Abstürzen etc. im Laufe des Thales bei genauer Beobachtung der Terrainformen häufig wahrnehmen.

Dass die Selbstregulirung der Sohle durch diese Abstürze, hauptsächlich der rechten Thalwand, häufig unterbrochen wurde, beweisen die oft in sehr mächtigen Schichten auftretenden Salzachletten, welche von Thalsperren, die derzeit von dem grösseren, die diluvialen Ablagerungen des oberen Thalbeckens begleitenden Findlinge älterer Gesteinsgattungen gebildet sind, zurückgehalten werden. Dieser Salzachletten, welcher meist sehr dünn geschichtet vorkommt, erscheint als ein Schlemmproduct der Gesteine des in dem oberen Salzachthale auftretenden Schiefergebirges und wurde sehr häufig bei Brückenfundirungen aufgedeckt.

Diese bedeutenden Umwandlungen, welche in dem Thale zwischen Taxenbach und Lend stattfanden und in geringerem Masse noch stattfinden werden, erstrecken sich bis in unsere Zeit, mit dem Unterschiede, dass derzeit nur mehr eine weitere gefahrbringende Entwicklung des rechten Salzachufers zu befürchten ist. Dass diese Umwandlungen durch die fortschreitende Entwicklung des Thales erst in unserem Jahrhunderte weniger gefahrbringend für den Menschen und dessen Werke

sind, geht daraus hervor, dass die älteren Ansiedlungen nur auf dem höher gelegenen, circa 300 M. über der jetzigen Salzachsohle befindlichen Plateau stattfanden, und bei der Anlage ihrer Communicationswege überall, wo es halbwegs die Möglichkeit bot, dem tieferen Salzachbette ausgewichen wurde.

Ich sagte in dem Vorhergehenden, dass derzeit für die weitere Thalbildung zwischen Taxenbach und Lend nur das rechte Thalgelände mehr Besorgniss erregt, und liegt der Grund dieser Anschauung hauptsächlich in dem, dass am rechten Ufer die Schichtung der Schiefergesteine thalseits zu abfällt und selbe in ihren oberen Partieen durch sehr mächtige diluviale Gebilde überlagert wird, während die linken Uferwände die überaus günstige Schichtung, fallend gegen die Berglehne zu, besitzen, abgesehen von den kleinen Schutthalden, welche das anstehende Gebirge am Fusse überdecken, die aus dem Grunde nicht näher berührt werden, da selbe localer Natur sind und ausser geringen Flussablenkungen nicht von einer eingreifenden grösseren Wirksamkeit für die Thalbildung sein können [1]).

Ich suchte die vorerwähnte Folgerung hinsichtlich der noch stattzufindenden Thalbildung auch dadurch weiter zu erhärten, dass ich meine Studien auch auf die Seitenthäler der Salzach, dem Dientenbach und Trattenbach erstreckte, die nahezu senkrecht gegen das Salzachthal einmünden, und kam bei dem näheren Studium zur vollen Ueberzeugung, dass die Schiefergesteine ausserordentlich steile und hohe Gehänge bilden können, wenn die Schichtungsflächen von den Gewässern günstig durchschnitten werden.

Ein besonders die Umwandlung dieses Thales charakterisirender Fall, welcher sich für die Lage der Bahntrace von grosser Wichtigkeit darstellt, ist eine erst im Jahre 1794 aufgetretene grosse Absitzung eines Theiles des Embacher Plateaus gegenüber dem Tunnel bei Unterstein, deren Masse noch jetzt in Bewegung ist.

Ueber dieses Naturereigniss liegen noch nähere Daten in den Jahrbüchern für Berg- und Hüttenkunde von E. Freiherrn von Moll, 1798, II. Band, vor, worin sich eine Beschreibung von K. M. Schroll, Bergrath zu Salzburg, über genannten Fall vorfindet, und lasse ich in Folgendem die interessanteren Theile desselben folgen:

„Es war am Pfingstsonntage im Jahre 1794, als man in der Residenzstadt Salzburg, welche vom Embacher Plateau neun deutsche Meilen entfernt ist, mit einem Male die Salzach bei schönster Witterung merklich anschwellen und ungemein trübes, von Erdtheilen dicht beschwängertes Wasser führen sah.

„Man vermuthete Anfangs eingetretenes Hagelwetter im Gebirgslande; allein jener Zustand der Salzach hielt an, und bald erscholl, zumal nachdem die über diesen Erdfall von Lend bis Pinzgau führende Landstrasse zu Grunde ging, der Ruf von den fürchterlichen Verwüstungen, die der in Absturz gerathene Erdfall verursachte; nun strömte eine Kette von Menschen von nahen und entfernten Gegenden, auch der das Gebirgsland bereisende Fremde, zur Beschauung dieser Naturbegebenheit hin.

[1]) Es werden selbe später in einem separaten Aufsatze beschrieben werden.

„Drei Jahre dauerte die periodische Bewegung dieses Erdfalles, und jährlich führt mich meine Gebirgsreise zu ihm.

„Wo Erlen und Fichten dicht es kleideten, da ist die Dammerde entweder begraben oder fortgeschwemmt; Gerölle, Sand und Letten nehmen deren Stelle ein. Das sinkende Gehölze durchwandert jetzt alle Richtungen in Rücksicht auf seinen Stand. Hier beschreiben Stämme durch Fortwälzung des Erdfalles von der Wurzel aus einen Kreis, Wipfel vom Holze begraben sich im Schutt und Wurzel schwingen sich senkrecht empor. Dort stürzen wieder Stämme und Gesträuche jähe zusammen, bilden ein filziges Gewebe und nun versinken sie in die Masse der sich bewegenden Erde.

„Wo vormals eine sanfte Fläche war, da schichtet sich eine Anhöhe von der Erdmasse empor, und eine sich bald mit Wasser füllende grosse Vertiefung in Gestalt einer Rinne lagert sich daneben. Das Wasser versickert bald wieder, bricht unterher wie eine Quelle, aber in der Eigenschaft eines Wildbächchens hervor und gräbt sich jetzt eine tiefe Schlucht mit senkrechten Ufern, nun stürzt diese plötzlich zusammen, das Bächchen ist dem Auge dadurch verschwunden, der Ausfluss verrammelt, es breitet sich im Innern des Erdfalles aus, erweicht neuerdings die thonige Masse, beginnt zu drängen, zu wühlen, die aufliegende rollige Decke in sachte Bewegungen zu bringen, und jetzt berstet mit einem Male die schon verwüstete Oberfläche des Erdgerölles und stellt dem Auge schroff geborstene Eise auf Gletschern ähnlich dar.

„Wenige der Zuschauer hatten Anfangs Muth genug, diesen Erdfall zu betreten, denn die Pfade verloren auch oft augenblicklich ihre Spur.

„Steckte man einen Stock oder eine Ruthe in die Erde, so sah man sie in einer Minute sehr merklich sich neigen. Endlich wurde darüber ein Fusssteig, und zwar zur Herbstzeit, als die den Fuss des Erdfalles bespülende Salzach kleiner und die Erdbewegung unmerklicher zu werden begann, auch wieder eine Strasse gebahnt, aber zu wiederholten Malen wurden erstere sowohl als letztere aus dem Zusammenhange gerissen und stückweise gegen den Fuss des Erdfalles gerückt.

„Wendet man von dem oberen und mittleren Theil des Erdfalles den Blick auf dessen Fuss und die Salzach hin, so springen neue Gegenstände der Verwüstung in die Augen.

„Mit Verwunderung erblickt man im engen Thale, wo dieser Fluss sacht über Felsengeschiebe rasch einherstürzt, einen nie gesehenen See, dessen Länge sich über eine Stunde weit bis an die Färberbrücke bei Taxenbach erstreckt.

„Hochstämmige Lerchen und Fichten, die hier und dort die Ufer der Salzach bekleideten, ragen nur mehr mit dorrendem Wipfel über die Fläche des Sees empor; so hoch ist der Damm von Gerölle und Schutt, den der Erdfall in das Flussbett geschoben hat! Jetzt gewältigt die bei nasser Witterung anschwellende Salzach und die ungeheure Last des Sees den oberen Theil des Dammes, und eine überall Verwüstung drohende Wassermenge stürzt sich über denselben mit wildem

Aufschäumen an den Felsenstücken, die der Erdfall auch an der Vorderseite des Dammes hervorgedrückt hat.

„Bald aber erhöht sich derselbe bei kleinerem Wasserstande des Flusses durch Nachglitschung der Erd- und Schuttmassen wieder und die Tiefe des Sees steigt und fällt mit ihm.

„Ein paar Monate lang behauptete dieser Damm jetzt gleiche Höhe, und der Erdfall schien seine Bewegung vollends eingestellt zu haben, allein anhaltende nasse Witterung wirkte neuerdings auf das Innere desselben.

„Wunderbar schiebt jetzt die Schwere des in langsame Bewegung gerathenen Erdfalles vor dem Damme des Sees eine grosse Masse seines Gerölles und Schuttes unter dem Salzachrinnsal durch bis an die Felswand des jenseitigen Ufers, thürmt sich dort zu einem wohl 30 Fuss hohen Hügel auf und drückt zur Kuppe einen grossen, den Inhalt einer halben Kubikklafter allerdings fassenden Stein empor.

„Dieser Hügel wird bald niedriger, bald höher, er verengt das ohnehin schmale Flussbett; das Gewässer nagt brausend an seinem lockeren Fusse, bewältigt ihn zum Theil, wirft sich schäumend wieder an das gegenseitige Ufer, das jetzt aus der Masse des herabglitschenden Erdfalles besteht; unterspült endlich den Fuss, und so stürzen mit Aufschleuderung des Fusses grosse Wellen den Umfang mehrerer Kubikklafter einnehmende Erdstücke in den durch die Erde und Steine in Wucht gebrachten Fluss.

„Es kam die Reihe des Einstürzens jetzt an einen Waldgrund mit einigen hundert Stämmen Holzes; fürchterlich war das Krachen der in wilde Fluth stürzenden Bäume, viele davon wurden im Augenblicke mit Steinen und Sand überschüttet und die übrigen, theils im ganzen Zustande, theils in Trümmer zerbrochen, mit unzähligen, durch ihre Wurzeln aneinander verflochtenen Erlen fortgerissen.

„Wenn man vom Erdfalle weg das Auge nach dem Laufe der Salzach gegen Lend richtet, so stellten sich ihm neue Schreckensbilder und Drohungen noch grösseren Unheiles entgegen. Die vom Erdfalle in den Rinnsal gebrachte ungeheure Menge Gerölles und Schuttes erhöhte diesen gegen Lend und zum Theile auch noch weiter hin im abnehmenden Verhältnisse nach der Entfernung vom Erdfalle um ungefähr 18 bis 3 Fuss, wodurch denn auch das Flussbett eine ansehnliche Breite gewann.

„Beträchtliche Grundstücke, die in dieser Gegend unmittelbar an die ehemaligen Ufer der Salzach grenzten, wurden jetzt im Schutte begraben, und dieser häufte sich bald am dies- bald am jenseitigen Ufer dergestalt an, dass das Gewässer unter schiefer Richtung wieder an die entgegengesetzte Seite geworfen und so zur Bewirkung neuer Verheerung fähig gemacht wurde.

„Hier leistet ihm selbst das Felsenufer zu schwachen Widerstand, wie der Bergmann mit Schlägel und Eisen, gräbt es sich durch unablässige Hineinschläuderung grosser Steine und durch stetes Reiben in das Felsufer ein, unterwühlt sofort die Grundlage der aufliegenden Dammerde, und nun schält sich diese bei steilem Abhange von seinem Felsengrunde durch den Druck ihrer Schwere, und der Absturz grosser

Stücke Waide und Felsengrundes vergrössert jetzt die Wucht des einhertobenden Flusses.

„Dort trifft seine Umprellung ein neu gebildetes Ufer von lockerem, aus Geröllen und Thonlagern bestehenden Grund; der Fluss weicht der zerstörenden Gewalt, und ein neuer Erdfall von beträchtlichem Umfange stürzt sich von des Berges Abhange in die tobende Fluth.

„Eine Fläche von dem Umfange mehrerer hundert Ruthen, in Wiesen- wie auch Ackergrund bestehend, mit Haus und Scheuern besetzt, trennt sich zugleich aus dem Zusammenhange zum Theil los und droht mit jedem Tage den fürchterlichen Absturz. Zur Hälfte ist dort schon ein Haus verschüttet. Anderswo wühlt die Salzach auf einem ihr eben jetzt zum Ufer untergeworfenen Waldgrund hin, ergreift allmählig hunderte der Stämme und droht heute oder morgen eine grosse Fläche dichten Waldes in's Flussbett unter neuen Verheerungen abrollen zu machen.

„Wirklich nicht ohne Grund war man zu Lend, wo die Einwohner schon auf schnelle Flucht Bedacht nahmen, für Häuser, die Schmelzhütte und den Holzrechen besorgt. Der Rechen musste ungeschlossen bleiben, um plötzliche Aufthürmung des herangeschwemmten Gehölzes, Aufdämmung des Gewässers und somit grauenvollen Ruin zu vermeiden.

„Schon in Zeit eines Jahres während der Bewegung des Erdfalles war der ein Jahr zuvor aus ganzen Stämmen gefertigte Dielenboden der grossen Rechenwehre theils vollends, theils bis auf dünne Schalen von Stämmen durch das haufenweise, mit dem Gewässer darüber rollende Geschiebe hingefegt, und der kostspielige, aus einigen tausend Stämmen Holzes bestehende Holzrechen gerieth dadurch in äusserste Gefahr. Zwei Brücken waren auch schon zu Grunde gerichtet, die eine im oben erwähnten See, die andere im Sande begraben.

„Von Lend durch Pongau bis Salzburg hin sah der Besitzer dem Flusse naheliegender Grundstücke und Gebäude, durch den Anblick der Verwüstungen von Taxenbach bis Lend in Schrecken gesetzt, mit banger Besorgniss dem endlichen Ausschlage dieser immer Angst und Furcht verbreitenden Naturbegebenheit entgegen.

„Allein gerade jetzt, da die Drohungen entsetzlichen Unheils dem Augenblicke der Erfüllung sich nähern, da der neu gebildete, seinen 60 bis 70 Fuss hoch aufgethürmten Damm plötzlich zu überwältigen, der rollige Erdfall mit neuem Nachdrucke eine ungeheure Masse des Gerölles und Schuttes in das verwilderte Flussbett zu stürzen und die wild einher rasselnde Salzach auf ihrem Lauf gegen Lend 100 kleinere Erdfälle rege zu machen, beträchtliche Waldstrecken am südseitigen Ufer ihres Flusses zu berauben und in ihre Fluth zu werfen droht, gerade zu dieser Zeit im Sommer des dritten Jahres der Erdfallsbewegung durchblickt ein holder Glückstern das schwarze Gewölke banger Zukunft.

„Anhaltende warme Witterung tritt jetzt mit einem Male ein, trocknet den Erdfall in seiner Oberfläche und gibt ihm festere Verbindung, wodurch dem Nachglitschen beträchtlicher Schuttmassen in den Rinnsal Einhalt geschieht.

„Die Salzach fängt nun an, Sand und Geschiebe, die des Sees Damm und das Flussbett bis dahin fast unausgesetzt erhöhten, zu

ergreifen und wegzuspülen. Und man beobachtet mit frohem Staunen, dass die letzte periodische Erdfallsbewegung über 100 Centner schwere Stücke Thonschiefer, die in Rücksicht ihrer Gestalt aus der Felsengrundlage des Erdfalles abgerissen zu sein scheinen, hervorgedrückt hat.

„Diese verdämmen jetzt durch ihr mächtiges Felsengemäuer den Fuss des sonst unfehlbar nach jahrelang nachdringenden Erdfalles, die Ruhe, d. i. die nachlassende Bewegung bewirkte, bald ein dichteres Zusammendrängen seiner rolligen Erd- und Steinmasse; und nun sieht man das immer noch rege Bächchen, welches sich während des Erdfalles Bewegung meistens in seine Eingeweide vergrub, und es bald dort, bald da bis auf den Grund durchwühlte, sich auf dessen Oberfläche wieder sammeln und die Bahn über einen kleinen Rinnsaal eröffnen.

„Inzwischen spielt die Salzach von dem in das Flussbett geschobenen Damme, dessen oberer Theil eben nicht aus grossen Steinen besteht, einen beträchtlichen Antheil hinweg, wodurch der See fast die Hälfte seiner Tiefe und Länge verliert. Nothwendig wirkte diese glückliche Aenderung auch auf die allmählige Erniedrigung des vom Erdfalle weg bis Lend durch Geschiebe und Sand erhöhten Flussbettes, zumal sich diese Masse noch in lockerer Verbindung befand und zu guter ungefährlicher Richtung desselben jetzt Wasserwehren angebracht werden könnten.

„So endigte nach drei vollen Jahren die Bewegung dieses Erdfalles und mit ihr die Besorgnisse der Verwüstungen, Jahrhunderte werden wieder verstreichen, bis die Salzach das Felsengemäuer, welches jetzt den Fuss des Erdfalles festhält, zerreiben, und ihm zu neuen Verheerungen Schwung geben wird."

Ich werde nun in dem Folgenden mich bemühen, die so interessante Beschreibung des Herrn Bergrath Schroll durch meine gemachten Aufnahmen und Beobachtungen zu ergänzen und ein Bild des Absturzes nach Verlauf von nahezu 100 Jahren zu geben suchen.

Dieser Bergsturz, die sog. Embacherplaike (Plaiken, abrutschen, abgehen, wird im Salzburgischen bei allen Terrainbewegungen in Schrift und Sprache benützt), deren Ausdehnung durch den auf Taf. XVI skizzirten Bruchrand α verdeutlicht ist, grenzt an zwei ältere Bruchränder β und γ, die, wie aus den gemachten Erhebungen hervorgeht, Abstürzen aus älteren Perioden als die der Embacherplaike angehören.

Entwickelt man sich das Bild des rechten Ufers vor der Abrutschung des Gebirges, so kommt man nach der vorhergehenden Beschreibung in erster Linie zu dem Schlusse, dass die Salzach damals an jener Stelle eine bedeutende Breite hatte. Es musste sonach das Gehänge der rechten Thalseite steil ansteigend gewesen sein, und die successiven Unterwaschungen, resp. die Tieferlegung der Sohle des Salzachflusses einerseits, die Erfüllung der sandig lehmigen Geschiebsmassen der Lehne mit Wasser anderseits die Ursache der colossalen Katastrophe werden.

Nach dem Bilde des östlichen und südlichen Theiles des Bruchrandes der Embacherplaike (Fig. 2) beobachtet man an dessen nördlichem Rande die krystallinischen Gesteine nach rückwärts in die Tiefe

zurücktretend, und erweckt dieses Bild den Gedanken, dass hier in den Schiefergesteinen eine tiefe Mulde ausgekolkt oder ausgerieben wurde, welche sich später mit den diluvialen Gebilden füllte; es scheint auch, dass an der Stelle der Abrutschung dieser Kolk noch viel tiefer reichte, und am Uferrand gegen den Salzachfluss nur von einem im Verhältniss zur Flusssohle in geringerer Höhe sich erhebenden Schieferfels am Fusse unterlagert wurde.

Die Geschiebsmassen, die sich nun bis zu einer bedeutenden Höhe aufbauten, wurden entweder durch eine Unterkolkung des Schieferfusses und Abgehen von Schieferschichten, oder durch ein Ueberhandnehmen des Druckes der Geschiebsmassen auf die sie einzwengenden Schiefermassen, durch Aufnahme von mehr Wasser und gleichzeitig der hiedurch bedingten möglichen Verminderung der Reibung an den Auflagerflächen der Geschiebsmassen, oder durch Eintreten beider Umstände zugleich zum Abrutschen gebracht, und es entleerte sich durch den Mangel an weiterer Verbindung die ganze, mit diluvialen Gebilden erfüllte, tief eingeschlitzte Mulde sehr rasch, die seitwärts und am Untergrund begrenzenden Schiefergesteine mit sich reissend.

Dass sich dieses grossartige Ereigniss schon lange vorbereiten musste, ist wohl erklärlich, und es werden manche Vorgänge zu beobachten gewesen sein, die der Catastrophe vorangingen, welche aber in den seltensten Fällen näher erkannt, vielleicht unterschätzt wurden.

Ein Hauptumstand, der zur Bewegung Anlass gegeben hat, liegt wohl in dem, dass die in den diluvialen Gebilden einsickernden Wässer bis an dessen Sohle gelangend, die Schieferunterlage sehr erweicht hatten, so dass der Zusammenhang, resp. die Reibung immer mehr vermindert wurde, bis endlich das Gleichgewicht durch andere Ursachen gestört, die Massen zum abrutschen brachte.

Dass eine abgehende Gebirgsmasse, welche sich auf circa 400.000 Quadratmeter Fläche erstreckt, gewaltige Aeusserungen auch auf die umgebenden festeren Gebilde zurücklässt, ist leicht erklärlich, und es ist auch die Aeusserung durch die sehr steil ansteigenden Schieferwände des östlichen Bruchrandes zur Genüge gekennzeichnet.

An der abgerutschten Gebirgsmasse, die bis jetzt gegen 30,000.000 Cub.-Meter betragen dürfte, ist derzeit noch ein Abfliessen der durch die damalige Catastrophe zerstörten Gesteinsmassen zu beobachten.

Ich wählte zur Kennzeichnung der noch jetzt stattfindenden Bewegungen das Wort: abfliessen, weil die ganze Mulde mehr weniger aus aufgeweichten, losen, lehmig sandigen Geschiebsmassen besteht, in welche theils vollends erweichte Schiefergesteine eingebettet sind, die durch die chemischen, sowie mechanischen Einflüsse sehr umgebildet erscheinen. Ich fand in dieser Masse grössere Schichtenfragmente eingelagert, welche chloritischen Schiefern angehören dürften, aber derart umgesetzt, dass selbe ganz zu einem plastischen Teig zusammengeknetet werden konnten.

Um die Böschungsverhältnisse dieser schwimmenden Masse, sowie deren hauptsächlichen Bestandtheile näher zu erörtern, nahm ich ein Längenprofil in der grössten Abflussrichtung der schwimmenden Masse auf und skizzirte selbes in Fig. 3, wobei die Richtung in der Plan-

skizze Taf. XVI durch die Linie *a*, *b*, *c* zur leichteren Orientirung angegeben ist.

Es besitzen derzeit die abfliessenden Massen nur mehr eine geringe Mächtigkeit, obgleich selbe noch sehr rege stattfindet, und lehnt sich die Abflussrichtung gegen den östlichen Bruchrand an. Dieser noch jetzt stattfindende Abfluss ist charakterisirend für die ganzen früheren Erscheinungen, wenn man annimmt, dass nach hundertjähriger Bewegung dennoch die Massen immer nicht erschöpft sind, obgleich derzeit bei den vorhandenen Neigungsverhältnissen eine grössere Umsetzung der Gemengtheile vorausgesetzt werden muss, die den Strom noch lange nähren werden.

Man sieht in Fig. 2 das Embacherplateau in einer Höhe von 1022 Meter verlaufen, und zeigt dessen Profil die Lagerung der Geschiebsmassen oben mehr geflächt, unten steil abfallend, ohne die Auflagerung auf die Schieferschichten zu zeigen. Der Bruchrand in diesen Schottermassen lässt die mannigfaltigsten Formen beobachten, welche durch die Wirkung der atmosphärischen Einflüsse auf diese klassischen Gebilde hervorgerufen wurde. Um die schönen Formen in diesen diluvialen Gebilden näher zu kennzeichnen, skizzirte ich in Fig. 4 den westlichen Theil des Bruchrandes und gebe in Fig. 5 einen Schnitt, dessen Lage aus der Ansicht Fig. 2 näher zu entnehmen ist, durch welchen die Lagerung der diluvialen Gebilde auf den Schieferschichten näher präcisirt erscheint.

Verfolgt man das Längenprofil der Abflussrichtung vom Bruchrand weiter, so beobachtet man ein sehr regelmässiges Gefälle des abfliessenden losen Geschiebes und der verwitterten Schiefermassen, in welche in einer Höhe von 890 M. über dem Meere eine grössere aufgeweichte Talkschieferschichte eingebettet ist; gegen dem Ende des Profiles tritt dann ein grösserer Bruch in den Gefällsverhältnissen ein, welcher jedenfalls durch ein Absetzen von grösseren Findlingen und Felstrümmern gebildet ist, während die leichteren beweglicheren Massen ihren Weg weiter fortsetzten und an der Einmündung der Salzach von derselben fortgeschwemmt werden.

Nahe an der Salzach zeigen sich dann durch den rascheren Abfluss und der Wegnahme des Fusses grössere Klüftungen in der abschwimmenden Masse.

Der anschliessende, westlich gelegene Kegel, auf den ich noch später zu sprechen kommen werde, welchen sich wie dem Theile stromaufwärts im Laufe der früheren Jahre grössere Felsmassen vorlagerten, war durch diesen auf natürlichem Wege gebildeten Uferschutz von den weiteren Einflüssen der Salzach geschützt, in Folge dessen die hinteren Geröllmassen zur Ruhe gekommen sind.

Leicht ist aus der Vegetation selbst der derzeit mehr oder minder bewegte Boden der abgestürzten Masse zu erkennen, da überall, wo noch andauernde Bewegungen auftreten, nur die Erle ihr Fortkommen fand, und es meist zu einer Seltenheit gehört, einen geraden Stamm zu finden; an den festeren Felsschuttmassen und Felsrippen findet dann schon die Fichte wieder ihr Fortkommen.

Diese jetzt noch andauernden grösseren Bewegungen liegen nur in der beinahe vollkommen von Wasser geschwängerten Schuttmasse, die durch einige Quellen genährt wird.

Das Flussbett selbst zeigt im Bereiche der Embacherplaike nebst einer bedeutenden Einengung auch eine grosse Hebung der Sohle, welche durch die grösseren Findlinge der überlagernden Geschiebsmassen und mitgerissenen Schiefer des Untergrundes gebildet wurde.

Wie aus der Beschreibung der Embacherplaike von Bergrath Schroll zu entnehmen ist, hatte die Salzach vor dem eingetretenen Naturereigniss eine Breite von 70—100 Schritte, während jetzt die Weite nur auf 30—40 zu schätzen ist; es wurde somit der ganze Strom an das linke Ufer geworfen.

Anschliessend an den Bruchrand α der Embacherplaike, befinden sich westlich von demselben noch zwei, β und γ, die jedenfalls einer älteren Epoche, als die der Embacherplaike angehören. Ich schliesse auf ein höheres Alter dieser beiden Abstürze, da die Gebirgsschuttmassen derselben bereits ganz ausgeflossen sind und der Bruchrand von β den Verhältnissen der diluvialen Ablagerungen entsprechend abgeböscht und mit Humus bedeckt ist, einen für die Umstände ziemlich entwickelten Pflanzenwuchs zeigen. Der Bruchrand γ ist steiler gehalten, da daselbst grössere Conglomeratbänke die Schottermassen durchziehen. Der noch mehr erhaltene Theil der Lehne zwischen den beiden Bruchrändern α und β verdankt seine derzeitige Gestalt wohl hauptsächlich den höher hinaufreichenden Schieferschichten, und dem Umstande, dass der Fuss thalabwärts durch den bereits früher erwähnten Dioritklotz gebildet wird, welcher den grösseren Vertiefungen der Sohle entgegentrat.

Auf das eigentlich zu charakterisirende Object, von dem Tunnel von Unterstein selbst übergehend, lasse ich in Kürze zur Vollständigkeit die in baulicher Beziehung erwähnenswerthen Daten folgen.

Man begann im Monate März 1874 mit dem Vortrieb des Sohlenstollen (6 □Meter Querschnittsfläche), von welchem Aufbruche zur Treibung des Firststollen (3·5 □Meter Querschnittsfläche) erstellt wurden, zu dessen Forcirung noch weiters ein Seitenstollen nach der Tunnelaxe unter der Strasse im Niveau des Firststollen getrieben wurde, um nach den beiden Tunnelmündungen den Vortrieb zu ermöglichen, da hiedurch für den Firststollen zwei weitere Angriffspunkte gewonnen wurden. Am Tunnelausgange wurde dann auch später noch vom Sohlstollen aus ein Aufbruch nach der Strasse gemacht, um eine bessere natürliche Ventilation zu erzielen.

Im September 1874 erfolgte der Durchschlag der beiden Stollen und man begann im October mit dem Vollausbruch der einzelnen Ringe.

Der Tunnel mit einer Gesammtlänge von rund 163 Meter kam in eine Steigung von 1 : 210 zu liegen, am Ein- und Ausgange im Bogen, welche im Tunnel durch eine Gerade von 80·57 Meter Länge verbunden waren.

Die Anlage des Tunnels war, wie alle der Salzburg-Tiroler-Bahn, für zwei Geleise, und zwar mit einer Lichtfläche von 47·00 □Meter.

Wie aus dem Schichtenplan zu entnehmen, bildete die Gebirgsnase einen vom Gebirgsstock senkrecht ausgehenden, flussabwärts

gebogenen Grat, welcher an seinem Ende der Länge nach durch den Tunnel unterfahren wurde.

Die Gebirgsnase selbst ist, wie schon vorhin erwähnt, der Hauptsache nach von krystallinischen Schiefern gebildet und herrschen in dem durchtunnelten Theil Talkschiefer vor, welche theilweise Uebergänge in Thonschiefer zeigen.

Die Ausbruchslänge der Ringe variirte anfangs zwischen 8 bis 9 Meter, später, wie noch unten erwähnt werden wird, überschritt man diese Grenze und ging in einem Falle bis zu 15 Meter Ausbruchslänge.

Die Auszimmerung bildete mehr weniger nur eine Abspreitzung des Firstes, um ein Losewerden und Herabfallen einzelner kleinerer Schichtenfragmente zu verhindern.

Die Gesperrdistanz variirte zwischen 2 bis 2·5 M., und es wurden erst später, als Druckerscheinungen in grösserem Massstabe auftraten, Bockgestelle mit Gesperren und Brustriegeln (Bölzung nach dem englischen Tunnelbausysteme), wechseln gelassen. Da keine besonderen Druckerscheinungen befürchtet wurden, sind in den einzelnen Profilen die Longrinen nicht ganz über das Mauerprofil gehalten worden, indem man auf ein Ausziehen derselben während der Mauerung reflectirte, wodurch die ganze Last auf die Lehrbögen überträgen und je nach den Verhältnissen mittelst zwei oder vier Unterzügen unterstützt wurde.

Die Gewinnung des Ausbruches erfolgte beinahe ausschliesslich mit Dynamit und kann, um die einzelnen Minen zu charakterisiren, angegeben werden, dass die Bohrlöcher im Durchschnitte mit 50 bis 70 Cm. angelegt wurden.

Um den Gegenstand nur mit Rücksicht auf die geologisch interessanten Details weiter zu erläutern, beschränke ich mich auf die Beschreibung einzelner Ringe, welche in Hinsicht ihrer Bewegungserscheinungen von grösserer Bedeutung sind.

Der Ring II, welcher im September 1874 mit einer Länge von 8 M. im Vollausbruche begonnen wurde, kam in eine ziemlich erweichte Talkschieferschichte zu liegen und zeigte während des Ausbruches einen wenn auch nicht besonders starken, so doch zu beobachtenden zunehmenden Druck am Scheitel; am wasserseitigen Widerlager erfolgte während des Ausbruches auch eine grössere Gesteinsauslösung circa 1·5 M. vom Ausbruchsprofil, weiters ein Auslassen eines schlecht unterfangenen Theiles am First gegen das Taxenbacher Ringende.

Nach der Ausschalung des Ringes circa Mitte Jänner 1875 zeigte sich in diesem Ringe bereits eine bedeutende Pressung der Gewölbsteine am Scheitel und im wasserseitigen Gewölbsviertel; obwohl die zerdrückten Steine ausgewechselt wurden, war an denselben bald die gleiche Druckäusserung zu verfolgen. Es wurde zuerst als Folge dieser Erscheinung die mindere Qualität des Baumateriales vorgeschützt, da man zur Gewölbmauerung Conglomerate (jüngere Bildungen) und sogenannten Tuff, richtig Rauhwacke [1]), verwendete. Die Auswechslungen

[1]) Es wurde die an der rechten Thalwand zwischen Lend und Bruck an drei mir bekannten Punkten auftretende Rauhwacke als Tuff (Tuffstein) in Verwendung gebracht. Es scheint dies in einer ursprünglich verfehlten Bezeichnung zu liegen, da auch in dem mit dem Subunternehmer abgeschlossenen Vertrage unter andern

erfolgten mit Granit, dessen Unterliegen später zur Genüge den bereits aufgetretenen starken Gebirgsdruck verrieth.

Der zu gleicher Zeit mit dem Ring II in Mauerung begriffene Ring III, 7·25 M. lang, welcher unter der Reichsstrasse am Tunnelausgang zu liegen kam und wasserseits noch theilweise von Schutt begrenzt war, zeigte beim Ausbruch wegen der geringen Fleischstärke des Gebirges einen ziemlich starken Druck auf die Kronbalken wasserseits und am Scheitel.

Es wurde in diesem Ringe ein etwas stärkerer Einbau gegeben, da man voraussichtlich durch die oberhalb dem Scheitel circa 2 M. gelegene Reichsstrasse Druck zu erwarten hatte.

Nach Schluss des Gewölbes zeigte sich erst bis Mitte April 1875 eine Veränderung, die auf bedeutende Druckerscheinungen rückschliessen liess.

Der Ring IV wurde mit einer Länge von 9·0 M. angelegt und liess sich erst während der Mauerung gegen den Nachbarring II ein bedeutender Druck im Scheitel und in der wasserseitigen Gewölbshälfte wahrnehmen. In diesem Ringe kam auch die erste Tunnelnische am bergseitigen Widerlager zu liegen und war gerade am Ende des Ringes in dem druckreichen Gebirgstheil situirt.

Bald nach dem Gewölbschluss, der am 9. Februar 1875 erfolgte, liess sich ein Anreissen der Steine in den zwischen Nische und Ringende gelegenen 1 M. breiten Widerlagstheil beobachten, was im constanten Zunehmen zu verfolgen war. Die rückwärtige Wand der Nische war vorerst nicht verkleidet, zeigte aber bald ein Ausschalen des Gesteines, in Folge dessen die hintere freistehende Wand Mitte Mai auf 1 M. Stärke vermauert wurde; nachdem aber die Bewegung fortdauernd anhielt, wurde gegen Ende Mai die Nische vollkommen ausgemauert. Die Bewegung äusserte sich auch im Gewölbe durch Zerdrücken von Steinen, welche theilweise ausgewechselt wurden, bald aber wieder neu angerissen erschienen.

Im Monate Jänner, in welchem gleichzeitig die Ringe VI und VII zur Mauerung gelangten, zeigte sich beim Ausbruche des ersteren im bergseitigen Widerlager eine eingelagerte Talklage, welche auch im Thalseitigen in einer etwas geänderten Lage den Talkschiefer durchzog, zumeist in der Schichtungsfläche gelegen und nur durch ältere Trennungsflächen selbe wechselnd.

In Folge dieser Erscheinung erwartete man eine grössere Druckäusserung, da die gemachten Erfahrungen etwas schärfer in's Auge

---

auch Tuffstein als für die Mauerung zulässig genannt wird. Meines Wissens kommen Tuffbildungen im grösseren Massstabe daselbst nirgends vor, und es ist bei dem in einiger Beziehung ähnlichen Aeusseren der Gesteinsgattungen nur diese Rauhwacke auch im Vertrage gemeint. Sie erscheint von erdigem Bruch, grauer oder gelblicher Farbe, in ihrem Inneren mit vielen kleinen Höhlungen, die mit feinkörnigem, zu Sand und Asche zersetztem Dolomit ausgefüllt sind, oder zum grossen Theil durch eindringende Wässer ausgewaschen erscheinen, wodurch das Gestein eine poröse schwammige Masse darstellt. Nach dem Innern der zum Zwecke von Steinbruchanlagen aufgeschlossenen Felspartieen zeigte sich das Gestein weniger zersetzt, oft von ziemlicher Festigkeit, nach aussen durch die Zersetzung auch öfters einen erdigen Sand bildend.

gefasst wurden, führte man eine stärkere Bölzung durch, nebst einer Verstärkung des wasserseitigen Widerlagers.

Es zeigte sich während des Ausbruches keine besondere Druckerscheinung, obgleich am Anfange des Monats Jänner sich bereits zwei Schichtungsflächen an der Strassenböschung trennten, da der Ring noch unter die Reichsstrasse zu liegen kam; erst am 16. April erfolgte ein Anreissen der Steine im bergseitigen Widerlager.

In dem Ringe VII mit 7·2 M. Länge, welcher an den Ring II anschliesst, wo sozusagen die erste grössere Druckerscheinung auftrat, wurde das Gestein noch erweichter und wasserhältiger vorgefunden. Am Scheitel war schon während des Ausbruches eine bedeutende Druckerscheinung zu beobachten. Während des Ausbruches trat schon eine Firstsenkung von 0·25 M. ein und äusserte sich nach Schluss des Gewölbes noch weiter durch ein baldiges Ausschalen und Anreissen der Gewölbssteine.

Ende Mai wurde mit der Auswechslung der zerdrückten Steine begonnen, es war aber erfolglos, da die Bewegung im Gebirge bereits zu weit gegriffen hatte, durch die angewendeten Gewölbdimensionen dem gelockerten Gebirge ein zu geringer Widerstand geboten wurde.

Im Ringe VIII, welcher mit einer Länge von 8 M. durchgeführt wurde, zeigte sich sowohl während des Ausbruches als während der Mauerung keine Druckäusserung. Fast Ende Mai 1875 begann ein Anreissen der Steine im bergseitigen Widerlager und im wasserseitigen Gewölbstheil, wobei die in diesem Ringe sich am wasserseitigen Widerlager befindende Nische, wie selbe im Ringe IV bedeutend alterirt wurde, aus diesem Grunde gleichfalls, aber Anfangs Juni, voll ausgemauert wurde.

Im Ringe XI wurde der Ausbruch auf eine Länge von 8·85 M. vorgenommen, es zeigte sich während desselben, wie bei dem anschliessenden Ringe VII, der aufgeschlossene Talkschiefer aufgeweicht, ziemlich wasserführend und von bedeutendem Druck; erst nach Vollendung des Ausbruches wurde der Ring in Beziehung der Ausführung der Mauerung in zwei Ringe getheilt.

In dem gegen Lend gelegenen Theil in Ring XI *a* fand wasserseits eine bedeutende Ausschalung vom Scheitel gegen Kämpfer statt.

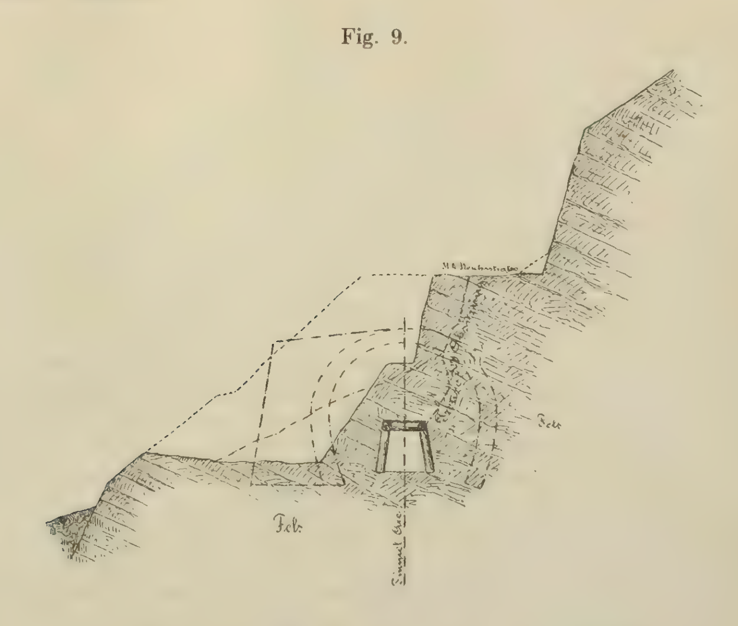
Es wurde in beiden Ringtheilen zu gleicher Zeit mit der Mauerung unter ausschliesslicher Verwendung von Granit und Gneiss begonnen, war aber, da im Ring XI *b* die Druckerscheinungen in constanter Zunahme begriffen waren, gezwungen, denselben thunlichst zu forciren und wurde in 34 Tagen geschlossen; vor Schluss desselben erfolgte der unten näher beschriebene Firstverbruch in den Ringen XII und XIII.

Nach Vollendung des Gewölbes im Ringe XI *b* zeigte sich ein Anreissen der Steine, was sich successive im bergseitigen Theile zu zwei durchlaufende Risse vereinigte.

In den Monat März 1875 fällt auch die am Tunnelausgang erfolgte Strassenabsitzung durch den Ausbruch des Ringes XIV. Es wurde der Ausbruch des Ringes XIV zu Tag ausgeführt, in Folge dessen die Strasse etwas gegen Berg corrigirt unterfahren. Nachdem der Ausbruch in der in Fig. 9 ersichtlich gemachten Linie gediehen,

erfolgte der Absturz des bergseitigen Gebirges zwischen Tunnelaxe und der Strassenmitte, wodurch der noch in der Sohle stehende Stollen zerdrückt wurde.

Fig. 9.



Wie aus dem Profile zu ersehen, war die Felsgrenze, wie sie vor der Absitzung stand, keine ungünstige, kam daher unerwartet, obwohl die Unterfahrung nach dem Profil, wie projectirt war, ein sehr festes Gestein voraussetzte.

Es zeigte sich nach der Absitzung ganz deutlich, dass es wieder jene unbeachteten Trennungsflächen waren, deren Lage gegen die Schichtung des Gesteines gerichtet, welche jene Abtrennung der Masse verursachte.

An den angrenzenden Ringen, Portalring am Tunnelausgang und dem Ring III war Anfangs keine Alterirung durch die Absitzung in Ring XIV zu beobachten, erst am 11. April liess sich im bergseitigen Widerlager des Ringes III ein Anreissen der Steine unter Kämpferhöhe wahrnehmen, das sich nach und nach erweiterte und auch auf den anschliessenden Ring VI erstreckte.

Im Ring III wurde die Zunahme des bergseitig aufgetretenen Lassenschubes derart stark, dass bald ein Herausdrücken des bergseitigen Widerlagers zu beobachten war, in Folge dessen der Ring III eingerüstet wurde.

In diese Periode fällt auch der Beginn der Zerklüftung des über dem Tunnelausgang gegen Taxenbach ober der Reichsstrasse fussenden Vorkopfes, in welchen der im Früheren genannte alte Schürfstollen zu liegen kommt. Um einen Einblick in die gesammte Arbeitsleistung zu geben, führe ich an, dass am Ende des Monates Februar insgesammt von 163·6 M. Tunnel 64·25 M. in der Mauerung vollendet, 15·2 M. in der Auswölbung begriffen, 25·35 M. in Ausbruch und 58·8 M. noch

im Gebirge stehend waren; somit die Zeit für obgenannte noch zu leistende Längen mit drei Monat bestimmt wurde.

Im Monate März begann man, da der Termin für die Eröffnung mit dem Ende des Monates Mai 1875 gestellt wurde, die Arbeiten, die bis dahin langsamer betrieben wurden, mit einer bedeutenden Forcirung und setzte Alles zur schleunigsten Vollendung in Bewegung.

Es wurde in erster Linie auf die Forcirung des Ausbruches hingearbeitet und man überschritt die Ringlängen von 9 M., vertrauend auf die in den übrigen Theilen des Sohl- und Firststollen aufgeschlossenen festeren Schiefergesteinsgattungen.

So wurde am 10. März zu gleicher Zeit mit der Ausweitung der später mit XII *a* und *b* und XIII bezeichneten nebeneinander liegenden Ringe, welche eine Gesammtlänge von 15·0 M. repräsentirten, weiters mit dem 13·2 M. langen Ringe XV (später XV *a* und *b*) und am 20. März mit Ring XVI, 10·5 M. lang (später XVI *a* und *b*), begonnen. Das Gestein zeigte sich in den Ringen XII und XIII mehr weniger als eine Mittelstufe zwischen Talk und Thonschiefer, von ziemlicher Festigkeit und trocken, gegen Eingang in den Nachbarringen, wo gerade zur Zeit des Beginns des Ausbruches der Ring XI *a* und *b* am 10. März im Ausbruch vollendet, mit der Mauerung begonnen wurde, liessen sich, wie schon vorhin erwähnt, grössere Druckerscheinungen wahrnehmen, im Gestein eine zwischenlagernde Talklage, welche die hinterliegenden Schiefermassen vor weiteren Umwandlungen schützte, während die vorderen im Hangenden der Talkschichte gelegenen Schieferschichten sehr erweicht und umgesetzt aufgedeckt wurden.

Es erfolgte in den Ringen XII und XIII bis zur Durchschlitzung des Körpers zwischen Sohl- und Firststollen keine Erscheinung, die auf eine Druckäusserung schliessen liess. Erst als die Gewölbsausweitung ziemlich vorgeschritten war, wurde an dem Ringende gegen Lend ein zunehmender Wasserzufluss wahrgenommen, welcher durch eine Abtrennung der unter der Talklage gelegenen Schiefermasse inclusive der ersteren erfolgte, wodurch die Gebirgswässer ihren Lauf nach der neuen Trennungsfläche nahmen.

Die derartig nach einer Seite eingespannten Schieferschichten, welche vermöge ihrer eigenen Schwere und zu geringen Widerstandsfähigkeit der Bölzung abrissen, verursachten durch die momentane Uebertragung ihres ganzen Gewichtes vorerst den Bruch einiger Longrinen, nach welchen erst die vollkommene Zerdrückung und Einsturz des Firstes auf die ganze Länge des Ausbruches erfolgte.

Der Firstverbruch trat am 7. April 1875 ein und erstreckte sich an seiner höchsten Stelle 8 M. über das Ausbruchprofil, der Hohlraum der abgestürzten Masse betrug gegen 550 Kubikmeter über dem Gewölbsraum.

Dieses unerwartete Ereigniss, welches glücklicherweise ohne Verletzung von Menschen ablief, da die in diesem Ringe beschäftigten Arbeiter, durch den vorerst erfolgten Bruch der Longrinen aufmerksam gemacht, die Arbeitsstelle sofort verliessen, war Ursache der späteren Theilung der Ringe XII, XV und XVI, was leider eine zu spät ergriffene Vorsichtsmassregel bildete. Der Tunnelbetrieb war durch diesen Fristverbruch einer vollkommenen Umformung unterworfen, es musste

um die Gebirgsnase eine Rollbahn angelegt werden zur Vermittlung der beiden Tunnelmündungen, da der grösste Theil der Baumaterialien von Taxenbach per Rollbahn zugeführt wurde.

Nach dem vorhandenen Stand des Ausbruches in dem Theile, wo der Firstverbruch erfolgte, erschien es am zweckmässigsten, um so schnell als möglich eine Sicherung des Firstes zu erhalten, nach Abbölzung des Hohlraumes zuerst die Gewölbskappe zu schliessen, den Hohlraum auszubauen, somit den Betrieb der Mauerung nach dem belgischen Tunnelbausystem durchzuführen.

Nach Beseitigung der im Hohlraume an den Wänden vorgefundenen losen Gesteinsmassen wurde sogleich an die Auszimmerung desselben geschritten, welche durch freitragende Gesperre ihre Unterstützung fand.

Sowohl während der Auszimmerung als nachher zeigte sich vorderhand in dem Hohlraume keine Wahrnehmung mehr, welche auf eine grössere Inanspruchnahme der Bölzung schliessen liess.

Nach Vollendung des Ausbaues wurde sogleich zur Herstellung des für den Gewölbansatz nöthigen Ausbruches geschritten, welcher ohne Sprengung vorgenommen werden musste.

Um den Steinbedarf rasch zu decken, wurden von der Umgebung der Stadt Salzburg Conglomerate beschafft, die, bis Schwarzach circa $1^1/_2$ Meile vom Untersteintunnel entfernt, per Bahn zugeführt werden konnten. Diese Disposition war auch theilweise dadurch bedingt, dass keine Brüche in der Nähe vorhanden waren, welche Hausteine von den Dimensionen, wie selbe für das stärkste Mauerprofil nach dem Normale erforderlich sind, gegeben hätten.

Während dieser Zeit gelangten noch die Ringe XIV *a* und *b*, XVI *a* und *b* und XV *a* im Monate April zur Mauerung.

Ring XVI *a* und *b* wurden mit verstärktem Widerlager (3·5 M. am Kämpfer) wasserseits im Gewölbe in zwei Ringen mit einer Länge von 5 und 5·3 M. in den Widerlagern als ein Ring mit 10·3 M. Länge ausgeführt und nach Schluss mit einer Hintermauerung über Kämpfer bis Scheitel versehen.

Gleich nach dem Schluss des Gewölbes, welcher in dem Ringe XIV *a* am 26. Mai, in XIV *b* am 3. Juni erfolgte, zeigte sich eine bedeutende Fugenöffnung bergseits im Gewölbe, wasserseits im Widerlager und eine Pressung der Steine in der wasserseitigen Gewölbhälfte. Die beiden Ringe wurden in Folge dessen gar nicht ausgeschalt, sondern blieben auf den Lehrbögen stehen und wurden noch weiters durch Unterzuge und durch Abstempelung der Widerlager unterstützt.

Im Ring XVI *b*, welcher am Eingang unter die Reichsstrasse zu liegen kam, war wegen der geringen Fleischstärke ein ziemlicher Druck zu beobachten.

Der Ring XV, welcher nach erfolgtem Firstverbruch in den Ringen XII und XIII bereits auf seine ganze Länge von 13·2 M. vom Sohl- bis Firststollen durchgeschlitzt war, wurde noch im Ausbruch in zwei Ringe, XV *a* von 6·2 M. und XV *b* von 7 M. Länge, getheilt und vorerst mit dem Vollausbruch und der Mauerung von XV *a* begonnen.

Im Ringe XV *a* zeigte sich das Gebirge während des Vollausbruches ziemlich stark zerklüftet, trocken und druckfrei.

Der Ring XV *b*, welcher acht Tage vor dem Schluss des Ringes *a* im Monate Mai wieder in Arbeit genommen wurde, zeigte ebenfalls eine starke Zerklüftung im Gebirge, aber bereits mit zunehmenden Druckäusserungen während der Gewölbmauerung.

Das Gewölbe des Ringes XV *b* konnte nicht mehr geschlossen werden.

Die Verbruchringe gelangten ebenfalls noch im Monate Mai zur Mauerung. Im Ringe XIII musste, da der Ausbruch bereits am linken Widerlager begonnen war, noch nachgenommen werden, und dann wurde das Gewölbe angesetzt.

Es kam in derselben meist nur der von der Umgegend Salzburg zugeführte Conglomerat in Verwendung, da, wie schon erwähnt, aus den in der Nähe vom Tunnel bei Unterstein gelegenen Brüchen die Qualität des Steines eine weit geringere, nebstdem von demselben die für das stärkste Mauerwerkprofil nöthigen Steindimensionen sehr schwer zu beschaffen gewesen wären. Es wurde zuerst der Ring XII geschlossen und mit der Hintermauerung begonnen, und beabsichtigte auf der Gleiche ober dem Scheitel Mörtelmauern am Schlusse eines jeden Ringes von 1 M. Stärke gegen den First aufzumauern, um hiedurch eine Verspannung nach oben zu erlangen, die übrigens hiedurch entstandenen Hohlräume trocken auszuschichten, was aber nicht mehr zur Durchführung kam, da der Ring XIII *b*, 4·5 M. im Schluss, an der Peripherie gemessen, fehlend, Ring XIII bis auf zwei Steine ungeschlossen, verlassen werden musste.

Da durch den stattgehabten Firstverbruch in den Ringen XII und XIII der ganze Betriebsplan einen vollkommenen Umsturz erlitt, indem alle grösseren Ringlängen wieder getheilt wurden, behalf man sich mit einer Combination von englischen und belgischen Tunnelbausystemen, um die weitere Forcirung der Arbeiten vornehmen zu können.

Es wurde, ohne den Schluss der Verbruchringe Fig. 4 abzuwarten, der anschliessende, noch im First- und Sohlenstollen stehende, 9·2 M. lange Ring nach dem belgischen System in Angriff genommen. Beim Ausbruch der Kappe im Ringe XVII *a* zeigte sich das Gebirge durch die bereits in Lockerung und Bewegung gebrachte Umgebung sehr zerklüftet, feucht mit zunehmendem Druck, so dass sich trotz des starken Einbaues eine Senkung des Scheitels um 0·50 M. ergab. Nach Schluss des Ringes, welcher im Granit durchgeführt wurde, zeigten sich sogleich Risse im Mauerwerk.

Nach Schluss des Ringes XVII *a* wurde sofort mit der Unterfangung der Widerlager desselben Ringes begonnen, ebenso mit der Ausweitung des anschliessenden Ringes XVII *b* von 5 M. Länge, in welchem es nur mehr gelang, die zwei ersten Gewölbsscharren anzusetzen.

Die Grenze war erreicht, die Bewegung nahm im Tunnel rasch zu, in Folge dessen man den ganzen Gebirgsrücken einer genauen Revision unterzog, welche für die Zukunft des Objectes ein sehr trauriges Resultat lieferte.

Die Zerklüftung der Gebirgsrippe ausser dem Tunnelausgang (gegen Taxenbach) war bereits eine bedeutende, es erweiterte sich die schon früher genannte Trennung von Schichtungsflächen an der Strassenböschung nebst neuen gleichen Erscheinungen über den Ringen VII und VIII. Ebenso gestalteten sich die Erscheinungen im Tunnel selbst immer ungünstiger, und man konnte deutlich den Fortschritt der Druckäusserungen nach den vorhandenen Beobachtungen, von zwei Punkten, welche in den Ringen II und XIV liegen, ausgehend, beobachten, durch deren successives Vorgreifen die Vereinigung derselben am 8. Juni 1875 stattgefunden hatte.

Die Druckäusserungen, zum Schluss richtiger Schubäusserungen, zeigten sich durchgehends gleich in ihren hervorgebrachten Erscheinungen, je nach dem grösseren oder geringeren Widerstand wasserseits. Es war durchgehends das Gewölbe bergseits direct beansprucht, hiedurch je nach dem grösseren oder geringeren Widerstand wasserseits, was durch die Fleischstärke des Gebirges und Stärke des Mauerwerkes bedingt war, eine grössere oder geringere Pressung der Gewölbsteine, nahezu in der Mitte des wasserseitigen Quadranten, was sich je nach der Grösse des Schubes zuerst durch ein Ausbeissen der Fugen oder Ausschalen der Steine kundgab.

Dort, wo eine geringere Widerstandsfähigkeit geboten wurde (wie am Tunnelausgang), zeigte sich dieselbe Deformation, nur statt dem Ausbeissen ein Oeffnen der Fugen nach aussen, respective innen. Die Grenze der Druckerscheinungen gegen die Sohle des Tunnels variirte stark, bald war das ganze Widerlager bergseits übermässig beansprucht, bald nur einige Schaaren unter Kämpferhöhe, an der Tunnelsohle selbst aber war nirgends eine Erscheinung zu beobachten, welche auf eine Veränderung hätte schliessen lassen.

Es scheint somit die Zunahme des Druckes, respective Schubes in dem successiven Nachsitzen der einzelnen Schichten, welche ihre erste Lockerung an der erstellten Ausbruchsprofilgrenze am Firste empfingen, zu liegen, wodurch nach und nach die Trennungslinien der Lockerung, respective der Nachsitzung, bis an die Oberfläche des Ge-

Fig. 10.



birges weitergriffen, hiedurch die hinterliegenden Massen, ihres Gleichgewichtszustandes beraubt, in den in Fig. 10 angedeuteten Trennungs-

linien zum Abbruch gelangten. Diese Erklärung dürfte wohl den Verhältnissen am nächsten kommen, und wurde auch durch die von mir vorgenommenen, später noch näher beschriebenen Beobachtungen über die Bewegung der Oberfläche des Gebirges vollkommen bestätigt.

Um den ganzen Vorgang bei der Ausführung des Tunnels so wiederzugeben, wie es mit Rücksicht auf die vorhandenen Umstände geboten erscheint, muss noch auf Einiges besonders aufmerksam gemacht werden.

Es ist ausser Zweifel, dass die zum grossen Theil von dem Tunnel durchsetzten Schiefermassen als Gestein ein sehr gutes Material, sowohl an Festigkeit wie theilweise Witterungsbeständigkeit, lieferten, indem ja von denselben Gattungen, welche anderseits gebrochen wurden, nahezu ausschliesslich im Salzachthale zwischen Lend und Taxenbach die Uferschutzbauten, welche daselbst in grosser Ausdehnung zur Anwendung kamen, hergestellt wurden.

Die Gesteinsbeschaffenheit sowie die regelmässige Lage der Schichtung, fallend gegen Berg, hätten somit Alles, was in dem vorhergehenden geschildert wurde, ertragen, was auch durch die äussere Form der kräftig dastehenden Gebirgsnase unterstützt wurde. Obgleich den ersten Druckerscheinungen von vieler Seite volle Aufmerksamkeit geschenkt wurde, so war man eben durch die Güte des Felses so sehr beeinflusst, dass man in allem Möglichen die Erklärungen derselben suchte, nur nicht in dem Richtigen. Es wurde viel zu viel dem theilweise in Verwendung gelangten minder guten Baumateriale, der theils geringen Dimensionirung des Mauerwerkes etc. die Schuld an den Druckäusserungen, respective dem ersten Anreissen der Mauersteine beigemessen, in welchen Umständen allein die Ursache nicht zu suchen war.

Verfolgt man den Verlauf der Arbeit genauer, so gibt der Verbruch wie die am Tunnelausgang erfolgte Strassenabsitzung allein genug Aufklärung, wieso es so kommen musste. Ich erwähnte schon früher einigemal von den in diesen Schiefergesteinen auftretenden älteren Trennungsflächen, welche in einer Schichte, seltener durch mehrere Schichtungsglieder hindurchgreifen, so dass man in kleinen Aufbrüchen des Gebirges sich momentan oft in Zweifel über die Lagerungsverhältnisse befand.

Diese Trennungsflächen, welche, wie die Schichtungsflächen, vollkommen platte Ebenen bildeten, konnten vermöge dieser Eigenschaft und der hieraus resultirenden leichten Lockerung der Schichtungsglieder bei einem Gewölbsausbruch von 9 M. Durchmesser, 9 M. Länge und der verhältnissmässig geringen Fleischstärke des Gebirges, bei dem geringsten Uebersehen, zu grösseren, um sich greifenden, wenn auch langsamer intensiver wirkenden Druckerscheinungen Anlass geben, die sich erst auf einige Schichtungsglieder beschränkten, successive durch Nachgehen der Folgenden bis an die Oberfläche des Gebirges erstreckten, mit welchem Momente die Katastrophe des Einsturzes des Tunnels erfolgte.

Im weiteren Verlaufe wurden in den einzelnen Ringen die Deformirungserscheinungen an der Gewölbsflucht bald mit freiem Auge ersichtlich, und es nahmen selbe derart rapid zu, dass man am 9. Juni

1875 Abends vollkommen bewusst war, dass keine Hoffnung mehr vorhanden sei, das Object zu retten, und dass man bereits eine Studie über die Verlegung der Trace an demselben Abend begann.

Die Feldarbeiten konnten am 10. Juni 1875 nicht mehr durchgeführt werden, da die Gesteinsablösungen an der Oberfläche des Gebirges bereits derart zunahmen, dass grosse Gefahr für die Arbeitenden vorhanden gewesen wäre; die Reichsstrasse wurde ebenfalls abgesperrt, wo noch eine vorhergegangene Untersuchung, derselben, nebst der vollkommenen Zerklüftung der Strassenböschungen gegen Taxenbach, auch einen Längsriss entlang dem bergseitigen Wasserabzugsgraben des Strassenplateaus, nebst Querrissen in demselben ergab.

Das Gebirge selbst zeigte an seiner Oberfläche eine successiv fortschreitende Zerklüftung, die an dem Vorkopfe gegen Taxenbach am stärksten zu beobachten war und durch die constante Zunahme ein baldiges Abstürzen grösserer Gebirgsmassen erwarten liess.

Die Mauerungsarbeiten wurden noch forcirt, um die noch ungeschlossenen Ringe zu vollenden, mussten aber am 10. Juni gegen halb 9 Uhr Morgens eingestellt werden, da die Bewegung von Stunde zu Stunde sichtlich wuchs.

Das Abkollern der Gesteinsmassen an der Oberfläche des Gebirges mehrte sich nun auch ober dem Tunneleingang, wo wegen der Unterfahrung der Reichsstrasse eine Correction bergseits nothwendig wurde, die später auch als Steinbruch ausgenützt noch in Arbeit stand. Kurz nach dem Rückzug der Arbeiter aus dem Tunnel wurden auch jene von genannter Stelle entfernt. Gleich nach dem Verlassen der Arbeitsstelle trat eine grosse Felsabtrennung ein, die Masse stürzte gegen den Tunneleingang, durch deren Erschütterung feine Haarrisse in den Fugen des Portalringes entstanden. Um 9 Uhr wurde nochmals der Versuch gemacht, die Schienenlage und sonstige Arbeitsgeräthe aus dem Tunnel zu schaffen, bald musste man aber jeden weiteren Versuch bei Seite lassen, da ein wahrer Steinregen im Tunnel durch das Ausschalen und Ausbeissen der Steine begann, ebenso liess sich eine Ueberinanspruchnahme der im Tunnel befindlichen Bölzungshölzer wahrnehmen, da die Gewölbe der meisten Ringe entweder blos auf Lehrbögen oder noch auf der mit dem in den letzten Tagen aufgetriebenen Gerüstholz vorgenommenen Unterstützung ruhten. Die gegen die Widerlager vorgenommene Abstempelung, die meist in Kämpferhöhe angebracht war, zeigte eine bedeutende Abbiegung, da um diese Zeit die freie Durchsicht von den ersteren Ringen des Tunneleinganges noch an einigen Stellen möglich war.

Um 10 Uhr erfolgten grössere Absitzungen ober dem Tunnelausgang, das Abstürzen der Massen griff fortschreitend bis zu dem höchsten Punkt des Grates vor, die Strasse war bereits theilweise verschüttet, die Abtrennungslinien stiegen bis circa 120 M. über die Thalsohle.

Noch Vormittag erfolgte der Einsturz des Portales am Ausgang nebst den beiden anschliessenden Ringen XIV *a* und *b*, nachdem die Deformirung der Gewölbsfläche am Portale wasserseits gegen die ursprüngliche Gewölbslinie bereits 1·0 M. betrug. Der nebenan liegende Ring III, welcher nach dem Einsturz der Ringe XIV noch theilweise

zu sehen war, wurde nach kurzer Zeit ebenfalls zerdrückt und verschüttet.

Die Ablösungen an der Gebirgsoberfläche erfolgten immer in kürzeren Zwischenräumen, so dass bereits am ersten Tage durch die abgestürzten Massen eine bedeutende Ablenkung der Salzach von ihrem alten Laufe hervorgerufen wurde. Nachmittag fand noch ober dem Tunneleingang eine grössere Felsabsitzung statt, durch welche der Ring XVI *a* theilweise im Gewölbe alterirt, Ring IX aber durchgeschlagen wurde.

In Folge der zunehmenden Einsenkungen des Terrains am höchsten Punkte der Abtrennung, welche in einer Höhe von 120 M. und einer Entfernung von 140 M. von der Bahnaxe zu liegen kam, traten die Gesteinsablösungen immer grösser auf. Die Einsenkung des Terrains betrug am 11. Juni 1875 bereits an der letzten höchsten Trennungsfläche 2 M. Die Terrainrisse selbst, deren Erweiterung ebenfalls in steter Zunahme sich befand, waren ihrer Hauptrichtung nach parallel mit den beiden die Gebirgsnase einschliessenden Mulden und vereinigten sich gegen den Kamm mehr ansteigend an dessen Rücken.

Es waren in dieser Richtung zuerst vier Hauptrisse zu beobachten, welche durch Querrisse verbunden waren, und senkte sich der letzte abgetrennte Theil förmlich als Keil wirkend ein.

Die Schuttmassen bildeten grosse in die Salzach vorgeschobene Schuttkegel, die Strassenböschungen waren bis auf einen kurzen, circa 10 M. langen, noch bestehenden Theil verschwunden, von der Strasse selbst waren ebenfalls nur einige Meter mehr zu sehen, und die ganze Gebirgsnase war innerhalb weniger Tage nahezu einer Schutthalde ähnlich umgebildet.

Dieses Bild der Verwüstung, welches sich in so kurzer Zeit entwickelte, mit fortschreitender Zunahme der Bewegung liess ernstliche Bedenken in jedem Beobachter wach werden, und es war die Befürchtung, dass eine Thalsperre eintreten könne, nicht unbegründet. Das Gebirge der einst so kräftig dastehenden Gebirgsnase erschien nach aussen hin gleich einer Felsschuttmasse (Blatt 3), welcher sie sich durch neue Abstürze entledigte, wodurch die noch mehr erhaltenen hinterliegenden Felsmassen dem Auge des Beobachters zugänglich wurden, welche nach und nach demselben Schicksale entgegen gingen.

Die kolossale Pressung und Zerdrückung der Gesteinsmassen an der Oberfläche kennzeichnete die gewaltige Bewegung im Innern, die sich an der damaligen Grenze der Absitzung am Gebirgskamm durch die bedeutende Senkung von bereits 2·5 M. kundgab.

Um nur den Verkehr für Fussgänger vorläufig zu eröffnen, da die von Pongau in's Pinzgau führende Reichsstrasse durch den Felssturz unterbrochen war, wurde ein Fussweg für die Passagiere über die Gebirgsnase hergestellt und mit der Herstellung eines Strassenprovisoriums am rechten Salzachufer begonnen, wodurch eine zweimalige Uebersetzung der Salzach nothwendig wurde, wobei ein Theil der alten Landesstrasse, welche in den 50er Jahren nach Vollendung des Baues der neuen Reichsstrasse am linken Ufer aufgelassen worden war, benützt wurde.

Vom Tunnel selbst war ausser dem Portal am Eingang und den zwei anschliessenden Ringen nichts mehr zu sehen, und es liess sich

nur an den die Tunnelaxe überlagernden Gesteinsmassen eine Reihe von Bewegungen beobachten, die auf ein successives Weitergreifen des Durchbruches der Gewölbsmauerung und Ausfüllen der Hohlräume schliessen liess.

Bergseits ober den Ringen X und VII bildete sich eine nahezu senkrechte Trennungsfläche, deren Absitzungshöhe vom 12. bis 23. Juni mit 12·3 M. gemessen wurde und gegen den Tunnelausgang zu fortschritt, wobei nur der über die noch 10 M. lange noch stehende Strassenböschung liegende Gebirgstheil im grossen Ganzen erhalten blieb und die in der Situation ersichtlichen Querrisse zeigte.

Das Bestehen dieses Theiles dürfte einzig darin liegen, weil die Fleischstärke des Gebirges an dieser Stelle am grössten war, wodurch den oberhalb liegenden Gebirgsmassen nach unten eine grössere Stütze geboten wurde.

Am 13. Juni verringerte sich die so furchtbar rasch gewachsene Bewegung und die dieselbe begleitenden Abstürze, so dass man hoffen konnte, dass die früher befürchtete Thalsperre nicht eintreten, anderseits es gelingen werde, mit der Abräumung der gefährlichsten Partieen beginnen zu können. Während dieser Zeit der Abnahme von grösseren Felsabstürzen wurden alle zu Gebote stehenden Arbeitskräfte gesammelt und es begann am 17. Juni mit einer Arbeitskraft von 240 Mann das Abräumen der losen Massen von oben nach abwärts mit einer wahrhaft bewunderungswürdigen Kaltblütigkeit der Arbeiter. Sämmtliche noch stehende Bäume wurden umgehauen, der Boden in den hinterliegenden und seitlichen Partieen von jeder vegetabilischen Ueberwucherung befreit, um hiedurch jede neue Bewegungsäusserung an der Oberfläche leichter ersichtlich zu machen, anderseits das Abstürzen von Bäumen zu verhindern.

Während dieser Abräumung wurden die weiteren Studien über die provisorische Umlage vorgenommen; man projectirte, um von dem gelockerten Terrain nichts mehr zu berühren, die Umfahrung der Gebirgsnase mit drei Bögen vom Radius 180 M., mit Zwischengeraden unter der Minimallänge von 40 M., welche Umlage trotz den äusserst ungünstigen Richtungsverhältnissen am rechten Ufer zwei Salzachcorrectionen bedingte.

Man konnte durch das Fortschreiten der Abräumung mit dem Bahnprovisorium selbst bereits am 23. Juni 1875 beginnen, und waren zu dieser Zeit in der kurzen Strecke von 400 M. gegen 700 Mann in Arbeit.

Da die Bewegungen im Gebirge geringere, aber gleichmässig fortschreitende wurden, die den Beobachtungen mit freiem Auge nicht mehr zugänglich waren, legte ich ein Netz über den oberen Theil des Gebirgsrückens durch Visuren fest (Blatt 3), welche, von sicheren Standpunkten aus gegeben, an die gegenüber liegenden 1 bis 3 Meilen entfernten Gebirgsrücken durch natürlich sichere Signale versichert waren.

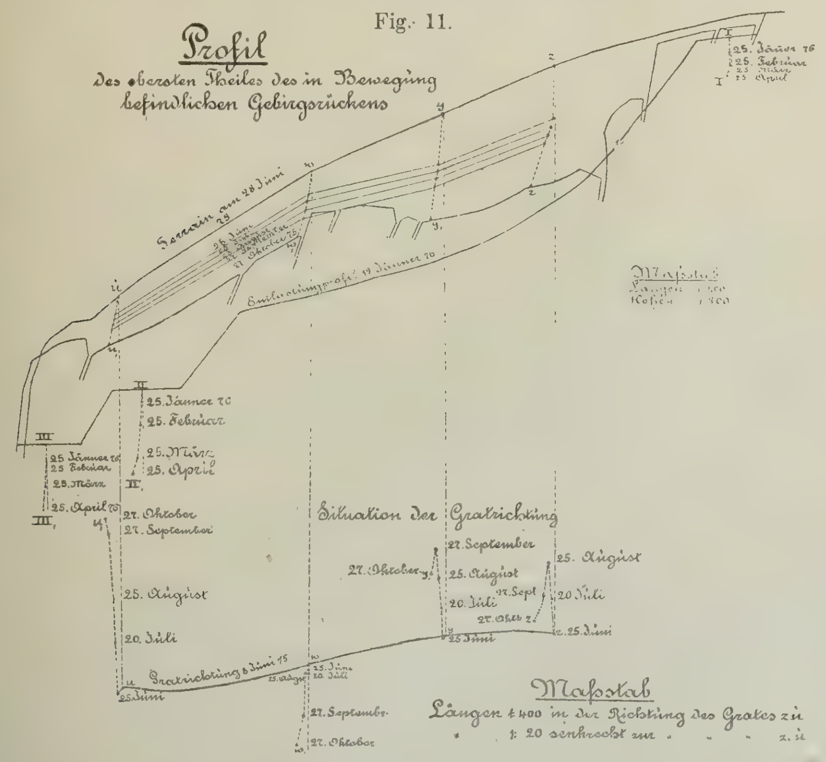
Diese Beobachtungen, welche auch zur Auffindung der später zu besprechenden Trennungsflächen von Bedeutung waren, liessen vollkommen die Bewegung der fixirten Punkte durch zwei sich näherungsweise senkrecht schneidende Visuren bestimmen, wobei die Lage in

Beziehung ihrer Höhe durch ein immer beigefügtes Controlnivellement bestimmt wurde.

Wie aus den Beobachtungen (s. Tabelle) ersichtlich ist, war die Bewegung der beiden anschliessenden Mulden, dem Verlauf nach, anscheinend eine mehr oberflächliche, was aber nur eine Vorbereitung für die später aufgetretene gleichmässig genommene Richtung der Bewegung bildete. An einzelnen Punkten war ein förmliches Wogen zu beobachten, besonders in den unteren Partieen des Grates, ein Herausschieben, ein geringes Zurückgehen etc. Nach und nach nahm die Bewegungsrichtung gegen Taxenbach immer mehr zu, ein Punkt nach dem andern wanderte dem Vordersten nach und bildete den deutlichsten Beweis der tief gelegenen Trennungsflächen, welche näherungsweise parallel zu der der Salzach zugekehrten Gebirgsfläche, vom Kamm bis zur Sohle des Tunnels, verlaufen.

In der Fig. 11 ist das Profil des obersten Theiles des Gebirgskammes wiedergegeben, und zwar mit Rücksicht auf die charakteristi-

Fig. 11.



schen beobachteten Punkte u, w, y und z. Der untere Theil der Fig. 11 stellt die Situation dieser vier charakteristischen Punkte dar, und ist deren Weg, welchen sie im Verlaufe der Zeit durchgemacht haben, punktirt gezogen, während die Gratlinie vollgezogen erscheint. Man sieht, wie die einzelnen Keile nach Senkung ihrer vorderen Theile sich einmal nach links oder rechts, dann wieder in entgegengesetzter Richtung bewegten.

Bewegung in der Richtung des Grates, gegen die Salzach + gegen den Gebirgsstock −, in Millimeter

Visur	1	2			3			4				5		6		7		8	
Punkt	Z	Y	X	α	W	β	V	u	R	γ	T	S	δ	m	n	o	P	J	K
1875 21./6.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
25./6.	40	160	130	10	35	20	−20	45	105	25	−30	80	60	0	15	10	38	−25	−20
27./6.	50	180	150	10	45	25	15	70	160	30	15	130	105	50	50	25	30	.	.
3./7.	50	180	150	10	.	.	.	70	195	−25	20	145	105	.	.	.	.	.	.
8./7.	95	225	205	30	110	70	18	135	300	25	35	260	225	105	15	10	10	50	50
20./7.	135	145	105	97	143	115	18	233	545	20	35	415	350	173	153	35	30	93	55
31./7.	220	300	255	−15	220	135	5	300	720	−10	20	555	435	260	235	63	60	115	115
10./8.	300	390	335	30	360	193	40	405	915	33	65	695	595	300	305	95	90	135	125
25./8.	335	428	376	32	395	225	27	487	1100	15	115	855	720	.	.	.	.	.	.
4./9.	375	443	385	32	454	250	32	535	1205	0	.	990	803	465	472	115	120	−23	−130
14./9.	560	585	490	30	635	345	70	700	1900	25	140	1300	1100	595	605	350	490	33	−73
27./9.	915	650	540	40	670	360	70	830	1900	34	180	1550	1350	645	670	140	160	85	20
27./10.	2315	1252	660	60	1370	721	110	1230	2870	55	480	2420	2110	1340	1170	275	305	285	433
Punkt	I	II	III																
1876 12./1.	.	.	.																
25./1.	15	8	25																
25./2.	120	95	50																
25./3.	500	697	205																
25. 4.	535	1015	295																

Bewegung senkrecht zur Richtung des Gebirgsgrat, gegen Lend *l*, gegen Taxenbach *r*

Visur	9	10	11	12	13	14	15	16
Punkt	Z	Y	W	u	X	V	R	f
1875 21./6.	.	.	.	.	.	.	.	.
25./6.	0	*l* 15	*l* 30	*l* 25	*l* 5	*l* 4	*l* 5	*r* 15
27./6.	*r* 10	*r* 0	*l* 33	*r* 40	*l* 5	*l* 8	*l* 22	*r* 30
3./7.	*r* 62	*r* 65	*l* 10	*r* 70	*r* 60	*r* 35	*l* 25	*r* 30
8./7.	*r* 90	*r* 75	*l* 20	*r* 100	*r* 65	*r* 30	*r* 25	*r* 83
20./7.	*r* 205	*r* 145	*l* 76	*r* 255	*r* 90	*r* 57	*r* 15	*r* 245
31./7.	*r* 255	*r* 195	*l* 70	*r* 325	*v* 110	*r* 60	*r* 20	*r* 210
10./8.	*r* 275	*r* 195	*l* 118	*r* 370	*r* 125	*r* 38	*r* 65	*r* 285
25./8.	*r* 392	*r* 283	*l* 73	*r* 490	*r* 197	*r* 90	*r* 105	*r* 385
4./9.	*r* 420	*r* 333	*l* 135	*r* 583	*r* 197	*r* 108	*r* 125	*r* 370
14./9.	*r* 515	*r* 388	*l* 260	*r* 750	*r* 215	*r* 70	*r* 95	*r* 515
27./9.	*r* 225	*r* 460	*l* 305	*r* 865	*r* 280	*r* 95	*r* 160	*r* 540
27./10.	*r* 70	*r* 232	*l* 468	*r* 958	*r* 210	*r* 100	*r* 182	*r* 630
Punkt	I	II	III					
1876 12./1.	.	.	.					
25./1.	.	.	.					
25./2.	*r* 100	*r* 1	*r* 155					
25./3.	*r* 365	*l* 64	*r* 695					
25./4.	*r* 335	*r* 1	*r* 965					

Senkung d. oberen Theiles in Millim.

Punkt	Z	Y	W
1875 21./6.	.	.	.
27./6.	50	90	60
28./6.	60	110	40
3./7.	130	180	100
8./7.	160	210	160
20./7.	410	360	320
31./7.	520	470	460
10./8.	610	560	580
25./8.	770	710	750
4./9.	870	810	910
14./9.	1090	1040	1210
27./9.	1590	1150	1370
27./10.	4190	4000	2410
Punkt	I	II	III
1875 12./1.	.	.	.
25./1.	740	840	790
25./2.	1530	1340	1420
25. 3.	2010	3790	2350
25./4.	2170	4660	3760

Anmerkung

Visur 1, 2, 3, 4, 5 von a aus, 6, 7 von B, 8 von c, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 von d und 16 von e aus beobachtet.

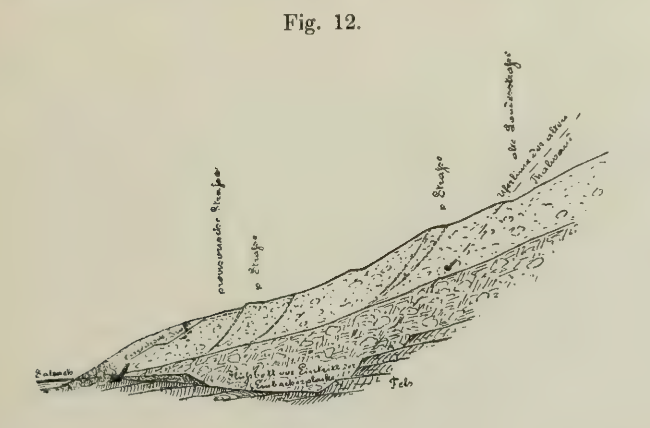
(Zu den Messungen vom 12./1. bis 25./4.:) Nach der vorgenommenen Entlastung.

Das Profil vom 27. October schliesst die erste Reihe der Beobachtungen ab, da ich wegen der vorgenommenen Entlastungsarbeiten selbe bis zum Jänner 1876 unterbrechen musste, indem die Erhaltung der Fixpunkte während der ersten Entlastungsarbeit nicht möglich gewesen wäre. Auf Grund der hergestellten Etagen setzte ich dann die Beobachtung noch an den Punkten I, II und III weiter fort, deren Resultate aus der vorhergehenden Tabelle zu entnehmen sind.

Wie schon vorhin erwähnt, wurden durch die Lage des projectirten Provisoriums am rechten Salzachufer zwei Flusscorrectionen nothwendig. Die erste Correction liegt gegenüber dem Tunneleingang, die Anschneidung des Terrains erfolgte an einem ausgeflossenen Kegel der Embacher Plaike und erstreckte sich ziemlich weit in denselben hinein, da der Fuss der Uferversicherung des Bahnprovisoriums gegenüber der Correction nahezu in die Mitte des alten Salzachflussbettes zu liegen kam.

Dieser ausgeflossene Kegel, von dem schon früher erwähnt wurde, ist von zwei verschiedenen Lagen, von Schutt und Geröllmassen, gebildet (Fig. 12), welcher sich gegen die Salzach zu während seines

Fig. 12.



Abflusses und Nachbewegung grössere Gesteinsmassen vorschob, welche für den Kegel eine bleibende Stütze, einen natürlichen Uferschutz bildeten. Dieser grösseren Felsmassen gedachte auch Bergrath Schroll in seiner Beschreibung, indem er sagt, dass hunderte von Jahren vorüber gehen müssen, bis die Salzach selbe neuerdings untergraben und hiedurch eine neue Bewegung der hinterliegenden Massen verursachen wird.

Dieser ganze Kegel liegt in dem älteren, vor dem Eintritt der Embacher Plaike vorhanden gewesenen Gerinne der Salzach.

Die vorgelagerten Felsmassen waren durch die auszuführende Correction theilweise zu beseitigen, hiedurch eines grossen Theiles seines natürlich gebildeten Fusses beraubt, welcher durch einen Uferschutzbau ersetzt werden sollte.

Gleich nach dem Anschneiden der Masse hatten sich geringe Bewegungen gezeigt, nach Vollendung der Correction machte sich ein Vorschieben der oberen Schuttlage bemerkbar, deren untere Grenzfläche in der Mitte der Correction sich unter das Salzachbett verschnitt.

Dieses rasche und intensive Auftreten des Abgehens der oberen Schichte verursachte eine mehrmalige Absitzung der auf diesem Schuttkegel angelegten Kehre der provisorischen Strassenumlage, welche in Folge dessen immer weiter bergseits verlegt werden musste, durch welche Anschnitte ebenfalls nur eine noch grössere Zergliederung des Schuttkegels eintrat.

Diesem durch die angelegte Flusscorrection in seinem Gleichgewicht gestörten Schuttkegel wurden einige Male verstärkt angelegte Uferschutzbauten vorgesetzt, welche aber jederzeit durch die bereits im Zusammenhange gestörte Masse vorgeschoben und von den Fluthen der Salzach weggerissen wurden.

Zur Charakterisirung des rechten Salzachufers gegenüber dem Unterstein kann noch angegeben werden, dass sich überall, wo durch die Reconstruction der alten Landesstrasse nur geringe Anschüttungen oder Anschnitte vorgenommen wurden, eine Bewegung, wenn auch oft nur in sehr geringem Grade, zeigte, was in dem meist mit Schutt überlagernden, steil abfallenden Felsprofil der rechten Thalwand seine Begründung findet.

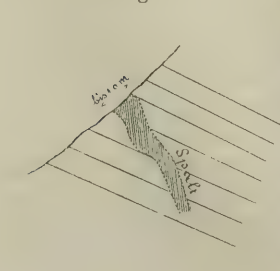
Die zweite Correction gegenüber dem verstürzten Tunnelausgang bildete einen Anschnitt an dem vorspringenden, in Talkschiefer eingelassenen mächtigen Dioritklotz. Obwohl die Mächtigkeit desselben nicht eruirt war, so waren an diesem Punkte weniger Bedenken für die Correction bis zu einer gewissen Grenze möglich, obgleich anderseits die rechte Thalwand theilweise unnatürlich steile Schieferschuttmassen an ihrer Oberfläche zeigt, die durch wenig zu Tage tretende gewachsene Felsmassen, ebenfalls von sehr steilen Profilen begrenzt, getragen werden.

Der Anschnitt der ersten Correction war am Fuss an der grössten Stelle horizontal gemessen 15 M., während bei der zweiten dieselbe Distanz nur 10 M. betrug.

Das Bahnprovisorium wurde nebst den nothwendigen Zubauten mit der möglichsten Force betrieben, und gelang es, selbes sehr rasch zu vollenden, so dass am 27. Juli bereits die technisch-polizeiliche Prüfung der Linie, welche den Unterstein als Provisorium anerkannte, stattfand.

Obgleich das Bild ein sehr Vertrauen erweckendes war, so zeigten doch die von mir gemachten Beobachtungen nicht dasselbe, da das Gebirge noch immer eine ziemlich gleichmässig fortschreitende Bewegung, ohne besonderen Einfluss der Witterungsverhältnisse hierauf, beobachten liess.

Fig. 13.



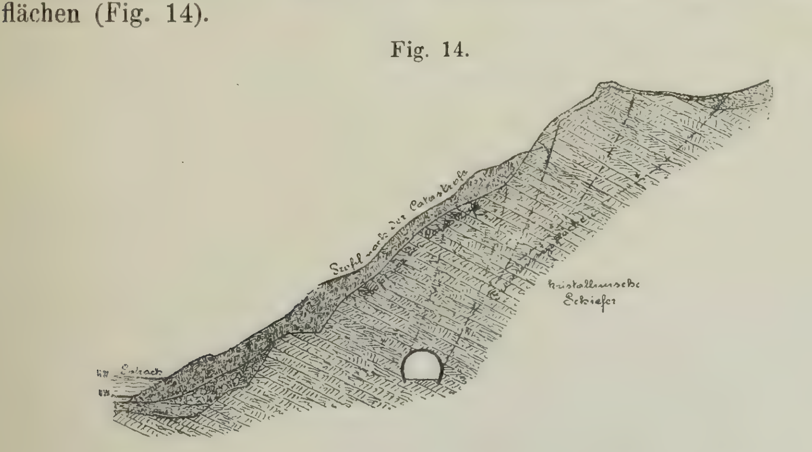
Nachdem die Bahn eröffnet, war bald wieder ein neues Anreissen der von Schutt gesäuberten oberen Felspartieen zu bemerken, ebenso ein langsames Vorwärtsschreiten der Lockerung der Gebirgsmassen ober der Tunnelaxe vom Portal-Eingang gegen die Tunnelmitte zu. Die Schichtungsflächen öffneten sich oft bis auf 1 M. und man konnte theilweise wieder ein Rückgehen der Spalten dieser Felsrisse beobachten (Fig. 13). Diese Bewegung, welche ausschliesslich auf den successiven weiteren Durchbruch der Tunnelröhre

und Ausfüllung derselben schliessen lässt, setzte sich bis Ring XI fort. Der Theil von XI gegen den Verbruch bildete den noch am meisten an seiner Oberfläche erhaltenen, gegen die Salzach zugekehrten Gebirgstheil und wird durch die auf circa 10 M. Länge erhaltene Strassenböschung nach unten gestützt, welche zwar auch schon geringere Alterirungen zeigt, im grossen Ganzen aber immer noch eine bedeutende Stütze bildet. Ober dem Böschungsrand zeigten sich die Massen gelockert, auch etwas vorgeschoben und von den im früheren genannten Spalten durchzogen, und bildeten deren Auslauf.

Durch die geringe gleichmässige Bewegung der Massen im Innern wurde die scheinbar zur Ruhe gekommene Gebirgsfläche wieder mehr zerklüftet und musste von nun an wieder einer fortwährenden Abräumung unterzogen werden, um den Betrieb mit der nöthigen Sicherheit aufrecht erhalten zu können. Es wurden Schutzdämme angelegt, Entlastungen der oberen Partieen vorgenommen, es musste aber trotz aller Sorgfalt, die verwendet wurde, der Betrieb einige Male eingestellt werden, um mit der nöthigen Force die Abräumung innerhalb kürzerer Intervalle mit Benützung der ganzen Arbeitskraft ununterbrochen fortsetzen zu können, wobei häufig auch die Nächte hindurch die Arbeit fortgesetzt wurde.

Nach den gemachten Beobachtungen an der Oberfläche des Gebirges, durch Auftreten von Spalten im Terrain sowie durch Messung der Bewegung der charakteristischen Punkte des Gebirges, ergab sich folgende allgemein für diesen Fall anzunehmende Lage der Trennungsflächen (Fig. 14).

Fig. 14.



Durch die erste Alterirung des Gebirges, welche theilweise durch den Tunnel am Ein- und Ausgange desselben durch die anschliessenden Anschnitte (Fig. 10) erfolgte, bildete sich ein Abtrennen, eine Lockerung der ersten berührten Schichten, durch deren Nachgeben die Ueberlagernden den Liegenden folgten, wodurch successive über dem Tunnel sich vorerst ein Prisma im Gebirge abtrennte. Durch diese Abtrennung verloren nun die hinterliegenden, sich theilweise nach vorne stützenden Gebirgsmassen ihren Gleichgewichtszustand und trennten sich wieder von den hinterliegenden Gebirgsmassen ab, was immer tiefer greifend,

ähnlich wie in der Skizze Fig. 10 und 14 nach den Linien 1, 2, 3, erfolgte.

Diese getrennten hinterliegenden Massen bewirkten nun ein langsames Vorschieben in der Richtung *a* (Fig. 10), welche Bewegung nebst der directen Beobachtung auch durch Senkung der obersten Theile zu beobachten war, durch welche Aeusserung die constante Zerdrückung und Vorschiebung der in der Mitte des vorderen Theiles gelegenen Felsmassen zu erklären ist.

Die Vorschiebung in der Höhe des Punktes *a* ist keine geringe, sie betrug oft täglich 2 Cm., was wohl variirte und nach einem erneuerten Absturz gleich wieder zunahm, wodurch bald nach den stattgehabten Ablösungen ein neues Anreissen der hinterliegenden Gebirgsmassen erfolgte.

Der Fortschritt der Bewegungen am Unterstein äusserte sich durch neue grössere Zerklüftungen der gegen Taxenbach zu gelegenen Felsrippe, gegen Lend durch ein successives Abscheeren der bis jetzt noch intact gebliebenen Strassenböschungstheile, circa über den Granitringen (XI*a* und *b*). Die Zerklüftung, stets in Zunahme, bedingte am 17. Februar 1876 einen abermaligen grösseren Absturz von circa 1000 Cub.-Meter auf der Taxenbacherseite, an welchen sich noch weitere kleinere anschlossen, wodurch die provisorische Bahnumlage neuerdings unfahrbar wurde.

Die am vormaligen Tunnelausgang abgelagerten Schuttmassen, welche in ihren Dimensionen einerseits durch die Abstürze, andererseits durch die Abräumung der wunden Gebirgsfläche immer im Zunehmen begriffen war, alterirte in bedeutendem Masse die unter derselben zur Gewinnung von mehr Plateaufläche gegen das Bahnprovisorium angelegte Stützmauer und schob dieselbe in der Höhe des Schienen-Niveau in kurzer Zeit um einen halben Meter vor.

Um den Umsturz der Mauer zu verhüten, wurde mit dem Vorsetzen einer neuen Stützmauer rechts der Bahn begonnen, welche dann längs der ganzen provisorischen Bahnumlage erweitert und zum Theil trocken, zum Theil in Mörtel ausgeführt wurde.

Die neu vorgesetzte Mauer zeigte sich aber auch bald für den Druck des oberhalb gelegenen bedeutenden Schuttkegels als zu wenig widerstandsfähig, und es wurde selbe in dem Theile, wo der grösste Schuttkegel der Taxenbacherseite die Krone der Mauer berührte, neuerdings deformirt.

Obwohl die Vorschiebung eine sehr langsame war, so erschien doch die Beseitigung der Schutthalde als eine unbedingte Nothwendigkeit für die Erhaltung des Provisoriums.

Es wurde zwar constant an der Wegführung der Schuttmassen gearbeitet, die verwendeten Mittel waren aber im Verhältnisse zu dem steten neuen Zuwachs durch die Abstürze und Abräumungen zu gering.

Man musste sich nun, da einerseits durch das Vorsetzen der Mauern das Planum der Bahn auf's Aeusserste verringert wurde, anderseits bei neuen Abstürzen durch diese Beengung die Sicherheit des Betriebes, sowie der Erhaltungsarbeiten noch mehr gefährdet erschienen, entschliessen, an die sofortige Inangriffnahme einer neuen Umlegung zu gehen.

Es war durch die obwaltenden Verhältnisse nur möglich, eine Verrückung der Axe des Provisoriums an der Taxenbacherseite vorzunehmen, da gegen Lend die Linie vollkommen gebunden war, indem der Einbau gegenüber der Salzachcorrection, am ehemaligen Tunneleingang, nicht weiter flusseinwärts gerückt werden konnte, andererseits als Verbindung der Contracurven bei der ersten Anlage nur eine Zwischengerade von 20 Meter als Maximum erreicht wurde.

Es beschränkte sich daher, wie erwähnt, die Verrückung der Linie gegen den Fluss speciell auf den Theil unter der Taxenbacher Felsrippe, welche überhaupt hauptsächlich die Ursache der Betriebsstörungen war.

Während den weiteren Verhandlungen wurde in der alten Tunnelaxe vom Tunneleingange aus ein Versuchsstollen getrieben, um sich über den wirklichen Stand in dem alten Tunnel zu überzeugen, um Rückschlüsse auf das herzustellende Definitivum zu ziehen.

Von dem Versuchsstollen, welcher in der Axe des alten Tunnels und mit Beibehaltung derselben Sohle ausgeführt wurde, sind rechts und links, je nach der Geschichte der einzelnen Ringe, nach deren Stösse Querschläge getrieben, die dann je nach den Umständen gegen den First des Gewölbes fortgesetzt wurden. Es zeigte sich als Resultat dieser sehr mühevollen Arbeit, dass die Trennungsfläche im Gebirge sich durchgehends über der Sohle des Tunnels mit demselben verschnitt, man fand somit nahezu überall die bergseitigen Widerlager mehr weniger intakt, mindestens die beiden untersten Fusssteine unversehrt im Fundamente, welches im Fels gesprengt wurde, liegen. Besonders in den ersten Ringen am Tunneleingang waren die bergseitigen Quadranten des Gewölbes noch theilweise intakt. Gegen Innen zu fand man wohl nur mehr die Fusssteine in ihrer ursprünglichen Lage, die übrigen Mauerbestandtheile entweder an der Sohle des Tunnels oder aber auf dem Schutt der anschliessenden Ringe gelagert.

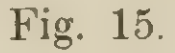
In einer Länge des Stollen von 73·8 Meter, da man vor dem Tunnel noch eine ziemlich lange Deponie zu durchsetzen hatte, wurde Gerüstholz in grösserer Menge angefahren, in einer Länge von 77·6 Meter ein Hohlraum von 6 Meter Länge wasserseits aufgedeckt, welcher dem bei dem Eintritt der Katastrophe noch unvollendeten, im Schluss begriffenen Ringe XV*b* angehörte.

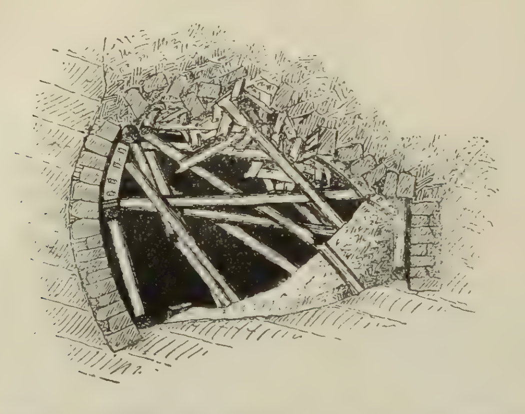
Es zeigte sich deutlich, wie durch den bergseits aufgetretenen Druck die ganze Gerüstbölzung wasserseits geworfen wurde (Fig. 15).

Da die Holzdimensionen in diesem Ringe bedeutende waren, indem dessen Ausführung schon in jene Periode fällt, wo die Druckerscheinungen als solche schon ganz klargelegt waren, so war es möglich, dass die Ständer meist dem gewaltigen Druck und Stoss, demselbe ausgesetzt waren, widerstehen konnten, und durch deren Verschiebung nach dem linken Widerlager eine vollkommen sichere Decke für diesen Hohlraum bildeten. Zur Charakterisirung nahm ich einen Schnitt dieses Ringes in Fig. 15 auf.

Es war eine förmliche Verwebung der ziemlich bedeutenden, in diesem Ringe vorhandenen Holzmassen zu beobachten, über welche sich die Gewölbssteine in losen, meist ganzen Stücken befanden, da selbe durch den Umstand, als das Gewölbe noch ungeschlossen war,

keiner bedeutenden Inanspruchnahme unterzogen waren, so das der Einsturz selbst rasch erfolgen musste.


Fig. 15.



Unangenehmer verlief die Arbeit in den anschliessenden, bergseits aufgedeckten Hohlräumen, da deren Ausbeugung nicht ohne Gefahr ausgeführt werden konnte, indem eine Bölzung wegen den sehr beengten Zugängen nahezu ganz unmöglich war, und die Ausschlichtung der Hohlräume rasch erfolgen musste.

Gleich am Anfange des Ringes XV*b* zeigte sich auch bergseits ein Hohlraum, nach welchem später ein Querschlag getrieben wurde, man fand die Ränder der Lehrbögen noch theils stehend, das Mauerwerk selbst circa 0·5 Meter unter Kämpferhöhe abgescheert. Wasserseits reichte der Hohlraum in Ring XV*b* etwas über 2 Meter über Kämpferhöhe, die Lehrbögen standen bis zur Hohlraumsgrenze vollkommen unversehrt, ebenso das Mauerwerk bis 1 Meter über Kämpferhöhe nahezu vollkommen intakt, in den obersten Schichten waren jedoch ziemliche Ausschalungen der Gewölbssteine zu beobachten.

Die Lage des verstürzten Gerüstholzes erschien für die Unterfahrung mittelst des Stollen ziemlich günstig, es wurde nur eine geringe Schwenkung der Stollenaxe nach links nothwendig, welche Schwenkung zugleich mit einer Senkung der Stollensohle verbunden war, um im grossen Ganzen das vorhandene Gehölze so wenig als möglich zu alteriren. Einige Verbruchsständer mussten zwar beseitigt werden, es wurde aber die Uebertragung mit der grössten Sorgfalt durchgeführt und der ganze Stollen im Hohlraum gegen das noch intakt gebliebene linke Widerlager abgebölzt.

Durch die Einziehung der Querriegel wurde zwar die Lichthöhe des Stollens bedeutend verringert und musste man sich mit einer Lichthöhe von 1·2 Meter begnügen, was aber andererseits für den Materialtransport mit den in Verwendung stehenden kleinen Hunden vollkommen genügte.

Bei der Schwenkung des Stollens wurde als Minimalcurve der Radius von 180 Meter festgesetzt, um bei eventuellen weiteren Hohlräumen den Transport von Langholz ohne Anstand vornehmen zu können.

Nach Vollendung der Bölzung des Stollens in Ring XV*b* und dessen Versicherung gegen die Wasserseite wurde dann auch mit der Ausschlichtung des Hohlraumes gegen das linke Widerlager begonnen und nur so viel Raum gelassen, um durch eingespannte Latten die eventuellen Verschiebungen des Stollens durch die nachträglichen Setzungen messen zu können.

Diese Messungen wurden auch an jedem der übrigen Querschläge gemacht, im Hauptstollen selbst die Controle mittelst constant befestigter Senkel vorgenommen.

Noch bevor der Ausbau des Ringes XV*b* vollendet war, schritt man gleich zu dem weiteren Vortrieb des Hauptstollens.

In dem Ringe X zeigte sich bereits die durchfahrene Schuttmasse von zunehmender Dichte welche ihr Maximum im Ringe II. erreichte. Vom Ringe IV—XI*a* war überhaupt wenig Ganzes mehr von Mauersteinen zu finden, die Conglomerate, welche zur Gewölbmauerung verwendet wurden, waren vollkommen zerdrückt, so dass sie sich als Schotternester, welche in den Schieferschuttmassen eingeschlossen waren, zeigten.

Ebenso waren die in diesen Ringen zur Auswechslung verwendeten Granite vollkommen zertrümmert.

Mit der Länge von 101 Meter des Hauptstollen berührte man mit der rechten Wand das vorgelegte Widerlagermauerwerk des Ringes IV ziemlich zusammenhängend, was auch durch den später angelegten Querschlag vollkommen aufgeklärt wurde. Nach den Aufdeckungen durch den Querschlag ist anzunehmen, dass in diesem Ringe zuerst das Gewölbe durchgedrückt und nachher erst das Widerlager auf dem bereits durch den Gewölbsdurchbruch geschaffenen Schuttkegel umgelegt wurde. Die Mauersteine des Widerlagers waren noch in ziemlichem Zusammenhange, hinter demselben die Hintermauerung als lose Masse angepresst, der Fussstein des Widerlagers war jedoch unversehrt und unverrückt in der Fundamentgrube stehen geblieben.

Im weiteren Verlaufe der Aufdeckungen durch den Stollen war die Comprimirung des Schuttes eine derartige, dass die Schiefermassen, zu dünnen Schuppen zusammengepresst, ganz glatte, senkrecht stehende Wände am Stollenort bildeten. Dort, wo Quarzlinsen, welche in den Schiefern sehr häufig eingebettet erscheinen, aus dem Schutt zu Tage gebracht wurden, waren selbe vollkommen von den Schiefern befreit.

Im 117·6 Meter des Hauptstollen wurde noch das Mauerwerk des rechten Widerlagers des Granitringns XI*a* angefahren, es zeigte sich geneigt nach links umgeschoben, die Steine noch ziemlich regelmässig übereinander gelagert.

Da von einer Seite auf den Bestand der mit Mauersteinen von Granit ausgeführten Ringe XI (daher sog. „Granitringe") mit ziemlicher Sicherheit gerechnet wurde, so erschien es von weiterem Interesse auch das linke Widerlager dieses Ringes näher zu untersuchen.

Es wurde in Folge dessen in der Stollenlänge von 119·2 Meter gegen den Stoss der Ringe VII und XI*a* nach links ein Querschlag angelegt und deckte in einer Länge von 4·3 Meter vom Hauptstollen

das Widerlager auf. Das Mauerwerk war auf 2 Meter Höhe von der Sohle ziemlich erhalten, nur war das Profil am Kämpfer um 0·25 Meter nach Aussen gedrückt; über dem Kämpfer zeigte sich das Mauerwerk mehr angegriffen.

Von dem Ring XI*a* bis zur Stollenlänge von 131·3 Meter zeigte sich keine besondere Erscheinung mehr, und es wurde in dieser Länge der weitere Vortrieb des Stollens eingestellt, da man nach den gewonnenen Erfahrungen mit vollkommener Sicherheit auf den Stand des übrigen, nicht durchfahrenen Tunneltheiles rückschliessen konnte.

Es trat im Laufe der ganzen Arbeit keine besondere Druckerscheinung im Versuchsstollen auf, da mit der grössten Vorsicht zu Werke gegangen wurde. Die Gesperre wurden Mann an Mann gestellt und das Profil mit einer Lichthöhe von 1·8 Meter und Lichtweite von 1·2 Meter ausgeführt. Die Gesperre wurden von theilweise behauenem, im Minimum 0·25 Meter starken Holze zusammengesetzt und unter dem Kappbaume beiderseits Wandruthen mit Sprengriegel eingezogen.

Es waren wohl nachträglich geringe Verschiebungen des Versuchsstollen zu beobachten, welche durch die noch fortdauernden Setzungen der Schuttmassen hervorgerufen wurden, im Uebrigen war nur ein einziges Kappholz zur Auswechslung gekommen, welches durch das Nachsetzen eines grösseren Felsblockes abgedrückt wurde.

Nach den von mir gemachten genauen Aufzeichnungen der Lage des Schuttes und der darin befindlichen Ueberreste von der Tunnelmauerung etc. der von dem Versuchsstollen aufgedeckten Tunnelpartien lässt sich mit grosser Genauigkeit der ganze Verlauf des successiven Einsturzes, die Reihenfolge, nach welcher die einzelnen Ringe zum Versturze gelangten, erkennen.

Nach den durch den Stollen gewonnenen Daten wurde zuerst Ring IX durchgeschlagen, nachher stürzte Ring II, dann Ring VII ein; in Folge dieser Trennung schob sich die ganze oberhalb liegende Gebirgsmasse gegen das Portal am Tunneleingang und erdrückte fortlaufend die Ringe IV, X, XV*b* und XV*a*. Die Granitringe scheinen am längsten Widerstand gehalten zu haben, wurden aber ebenfalls gegen den Eingang vorgedrückt, da ich Gelegenheit hatte, bei der genauen Einstationirung der verschiedenen Stollenelemente das im Stollen angefahrene rechte Widerlager des Ringes um 0·3 Meter weiter vorwärts zu finden, als es nach der Ringstationirung sein sollte.

Die Ringe XVII*a* und XVII*b* mussten wohl gleich am Anfang der Katastrophe erdrückt worden sein, da in diesen beiden Ringen der Arbeitsstand ein sehr ungünstiger war, die Druckerscheinungen vor dem Einsturz der Ein- und Ausgänge bereits einen sehr bedeutenden Grad erreicht haben.

Die Trennungslinie im Gebirge wechselt, wie aus dem Vorhergehenden zu entnehmen ist, in Beziehung der Höhenlage gegenüber der Tunnelsohle nicht sehr stark, sie liegt gegen den Tunneleingang etwas höher und verschneidet sich gegen die Granitringe nahezu bis zur Sohle des Tunnels.

An der Tunnelsohle selbst wurde, wie schon erwähnt, nirgends eine Bewegung oder Veränderung vorgefunden.

Nach diesem sich ergebenden Resultat und den in Vergleich gebrachten Erscheinungen während des Baues des Tunnels kann mit Sicherheit angenommen werden, dass die Trennungslinie im Gebirge im Maximum nur bis zur Tunnelsohle reicht, von den Widerlagern bergseits steil ansteigt und in Bruchlinien sich bis zum Ende der untersten Etage des Gebirgsrückens erstreckt.

Da man somit über die Lage der Trennungsflächen im Klaren war, konnte mit der Verfassung eines neuen Tunnelprojectes begonnen werden, und legte die Verwaltung der Bahngesellschaft dieses Project und andere, welche eine Umfahrung der Gebirgsnase zum Programme hatten, einer Expertise zur Begutachtung vor, da über die zukünftige Lage der Linie die divergirendsten Ansichten vorhanden waren, was wohl durch den Kostenpunkt der neuen Anlage, anderseits durch die Betriebsverhältnisse der Zukunft seine Begründung findet.

Das Resultat, zu dem die Expertise gelangte, welche am 28. Mai 1876 in Lend zusammentrat, war, dass man sich für eine neue Tunnelirung des Untersteins mit einer mehr bergseits gelegenen Trace entschied.

Der neue Tunnel, welcher bedeutend tiefer im Gebirge zu liegen kommt, wurde, um die Kosten desselben zu verringern, nur eingeleisig projectirt, nach diesem Antrage auch von der Hohen Regierung genehmigt, und wurde bereits in den ersten Monaten des Jahres 1877 mit den Bauarbeiten begonnen. Ich besuchte einige Male während der Ausführung des zweiten Tunnels die Baustelle, und fand die im Vorigen gegebene Schilderung der geologischen Verhältnisse, welche auf Grund der vor dem Beginne des neuen Tunnels gemachten Beobachtungen basirte, vollkommen bestätigt, wie auch die gemachten Erfahrungen verwerthet.

Der Bau des zweiten Tunnels verlief bei Berücksichtigung aller früher wahrgenommenen Umstände ohne alle besondere Schwierigkeiten.

Im Mai 1878 wurde der neu hergestellte, über 400 Meter lange Tunnel dem Verkehr übergeben.

Ich glaube durch die im Vorhergehenden gegebene Beschreibung und Aufzeichnung der von mir gemachten Beobachtungen in geologischer Hinsicht ein möglichst klares Bild von den am Unterstein obwaltenden Verhältnissen gegeben zu haben, und verflocht nur, soweit es eben die Verhältnisse erheischten, den mehr technischen Theil dieses Gegenstandes ebenfalls in diese Ausführungen, da es eben nicht möglich war, selben ganz bei Seite zu lassen.

Weiters betrachtete ich den Fall von dem neutralsten Standpunkte, da der Zweck, den ich mir in dem gegebenen Fall stellte, nur der ist, jene mit vielen Kosten erkauften Erfahrungen einer nutzbringenden Betrachtung von Fachmännern zu übergeben, die uns in Zukunft vor ähnlichen Fällen schützen möge.

Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher auf der steierischen Seite.

Von **Dr. Vincenz Hilber.**

I. Die Blöcke an dem Westflügel der windischen Büheln

Thatsachen.

Schon bei der Durchforschung der Gegend vom Gamlitz waren mir grosse krystallinische Blöcke aufgefallen, welche frei daliegend im Süden und im Westen jenes Ortes vorkommen. [1]) Bei der engen Umgrenzung meines damaligen Studiengebietes konnte ich weder über die Verbreitung, noch über den Ursprung der Blöcke, welche ich als durch Eis transportirt auffasste, mehr als Muthmassungen hegen. Eine im letztverflossenen Jahre vorgenommene Durchwanderung der ganzen Gegend zwischen der Sulm und dem Kamme des nördlichen Draugebirges liess mich neben Tertiärstudien einen näheren Einblick in jene Verhältnisse gewinnen.

Bewaldete Höhen aus Meeresconglomerat der zweiten Mediterranstufe begrenzen im Süden das Thal der Gamlitz. Sie sind durchquert von Bächen, welche dem genannten Hauptbache zufliessen. So bildet nur die westöstlich verlaufende Wasserscheide weiter im Süden einen zusammenhängenden Kamm, von welchem nach Norden, wie nach Süden mit diesem verbundene Rücken auslaufen. Wir beginnen mit den erratischen Erscheinungen im östlichen Theile, in der Gemeinde

Ottenberg.

Der westliche Abhang des gleichnamigen Berges ist durchfurcht von einer Anzahl kleiner Bachgerinne, welche zu oberst den kappenförmig aufsitzenden Leithakalk entblössen und dann bis zum Thale herab das harte Conglomerat der Gegend aufschliessen. Fast jedes dieser kleinen wasserarmen Rinnsale ist reich an losen gerundeten Blöcken, welche

---

[1]) Die Miocänschichten von Gamlitz. Jahrb. R.-A. 1877, p. 267.

die Grösse von 4—5 Kubikmetern erreichen. Sie bestehen vorzüglich aus einem harten feldspathreichen Gneiss mit wenig Glimmer und mehr oder weniger Turmalin. Daneben liegen schieferige, glimmerreiche Gneisse, auch Varietäten mit weissem und rothem Feldspath. Der grösste der hier vorkommenden Blöcke misst 2 Meter 10 Cm. Länge, je 1·70 Meter in Breite und Höhe. Kleinere krystallinische Geschiebe umgeben die Blöcke.

Diese Stelle wurde auch in einer eintägigen Schülerexcursion unter Leitung von Herrn Prof. Hoernes besucht. Am Fusse jenes Grabens, in welchem der grösste Block liegt, unmittelbar an der Strasse, trafen wir eine Schuttmasse, aus welcher Prof. Hoernes ein unvollkommen gerundetes Kalkgeschiebe hervorzog, welches mit Kritzern nach verschiedenen Richtungen versehen war. Ich besuchte später die Stelle wieder, fand noch mehrere Geschiebe aus Kalk und weichem Sandstein, zum Theil mit ebenen, roh angeschliffen scheinenden Flächen, doch keinen Kritzern. Einen anderen Bestandtheil des Schutts machen plattige Trümmer von grünlich-grauem Thonschiefer aus, treppenartig gefältet, genau in der gleichen Weise, wie dies im Südwesttheile des Sausalgebirges vorzukommen pflegt. Auch das Gestein selbst ist völlig ident mit gewissen dort auftretenden Schiefervarietäten. Prof. Hoernes deutete die Ablagerung als Gletscherschutt [1]).

Am Nordabhange des Ottenberges traf ich ebenfalls einen grossen Gneissblock, welcher aus dem Moosboden des Waldes hervorragte. In der ganzen Gegend sind übrigens die Blöcke in aufschlusslosen Theilen seltener als in den Betten des fliessenden Wassers. Dort liegen sie unter der Humusdecke begraben, meist von feinem Detritus umgeben, hier hat sie das Wasser aus ihrer Umhüllung, welche wir später kennen lernen werden, befreit.

Im Osten des Ottenberges nehmen wir nichts an erratischen Erscheinungen wahr. Im Süden verlieren sich dieselben allmälig; im Graben westlich von der Besitzung Wellschan liegen noch kleinere Blöcke und Geschiebe. Auch weiter im Süden, auf dem Witscheinberge, einem Theile des langen Wasserscheiderückens, trifft man nicht selten ansehnliche Blöcke, welche auf dem Südabhang gegen Schloss Witschein hinab rasch verschwinden. so dass endlich auch nicht kleine Geschiebe auf die frühere Anwesenheit erratischer Absätze hinweisen. Im Bette der Pössnitz sind krystallinische Geschiebe nur selten den Mergelschollen beigemengt, welche der Bach mit sich führt.

Trotzdem scheint die ganze Erscheinung nicht so rasch abzubrechen. Dr. Rolle theilte mir unlängst brieflich mit, dass Dr. Andrä auf dem deutschen Calvarienberge bei Marburg (von Witschein etwa eine Meile im SSO.) einen Gneissblock gesehen und für erratisch gehalten habe.

Kleinere krystallinische Blöcke liegen auch in dem Bache, welcher den Ottenberg scheidet vom

[1]) R. Hoernes. Zur Geologie der Steiermark. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1877, p. 201.

Eckberg.

Die gleichnamige Gemeinde dehnt sich über den meridional verlaufenden undulirenden Hügel, welcher aus einem Wechsel von marinen Sand-, Schotter- und Mergelbildungen besteht. Spärlich verstreut kommen wieder die beschriebeneu Blöcke vor und verlieren sich allmälig in Süden, wie jene des Ottenberges. Nördlich vom Urlkogel sah ich auf einer Wiese einen Block aus granatführendem Gneiss, welcher von einem abgetragenen Hause herrührte, im NO von jenem Kogel Geschiebe, vorwiegend aus turmalinführendem Gneiss bestehend. Weiter im Süden in der Gemeinde Glanz verschwinden die losen krystallinischen Gesteinsstücke und der Glanzbach führt unter den Fragmenten des dort anstehenden Mergelschiefers nur wenige Quarz- und Gneissstückchen. — Das Thal im Westen vom Eckberg wird durchflossen vom

Steinbach.

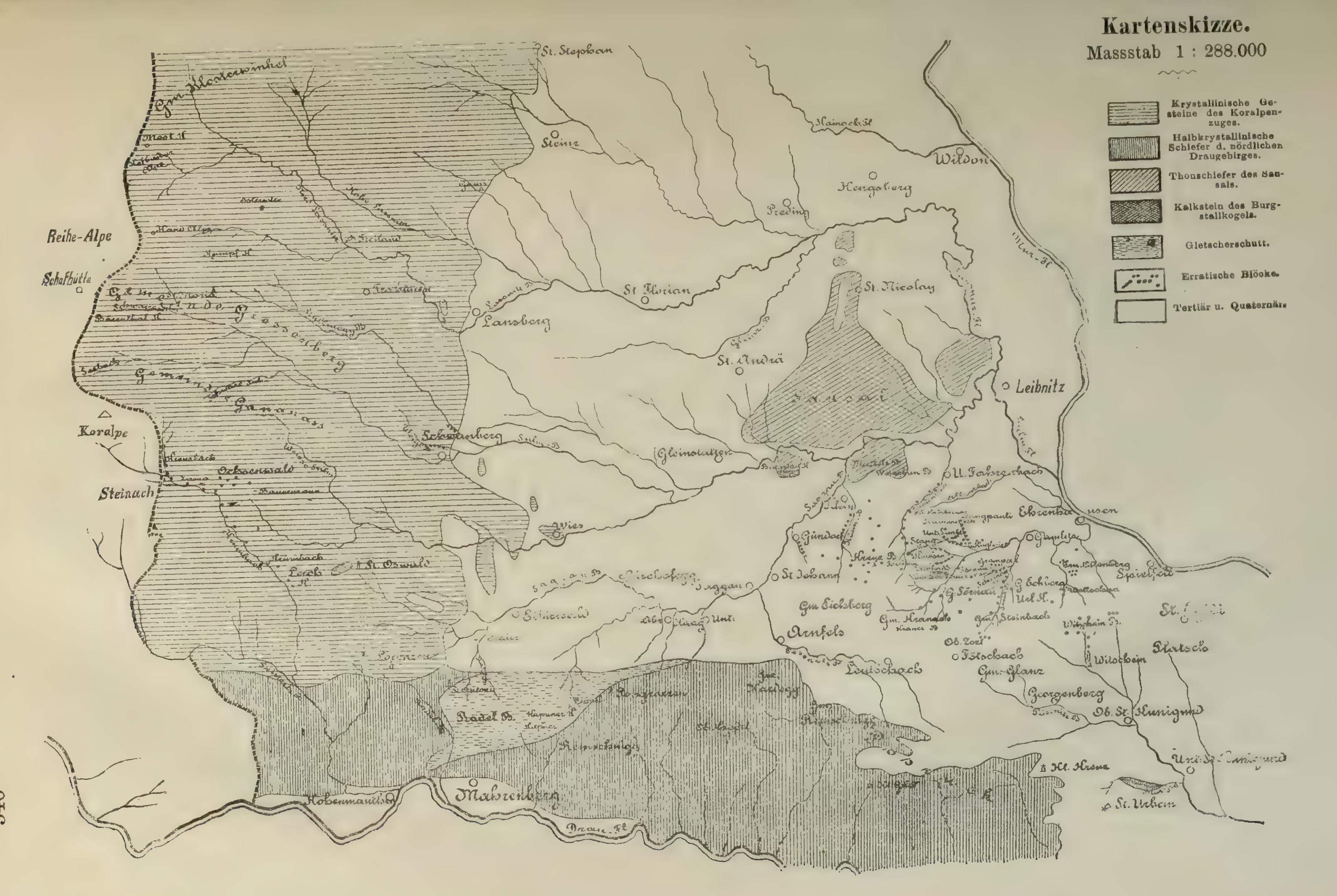
Die Blöcke ziehen sich in grosser Menge durch das ganze Bett des Steinbachs hin und lassen sich bis nach rückwärts auf die Höhe zum Bauernhause „Oberer Zozl" verfolgen. Der Bach erodirt vorwiegend in Conglomerat, dessen Gerölle nach Süden von Haselnuss allerdings bis zu Faustgrösse, vielleicht auch etwas darüber zunehmen, aber nirgends auch nur annähernd die Grösse der Blöcke erreichen. Eingeschaltet sind geringmächtige Tegel- und Sandlagen. Krystallinische Blöcke und Geschiebe liegen lose darüber im Bachbett und an den Ufern. Der grösste der Blöcke (Gneiss, dessen aus dem Uferboden herausragender Theil 250 Cm. Länge, 130 Cm. Breite und 90 Cm. Höhe misst) zeigt auf seiner gerundeten Oberfläche eine Menge von Schrammen und Ritzern in verschiedenen Richtungen. Ein Gneissblock ist von Süden her überlagert von einem Block aus dem dort anstehenden Conglomerat.

Auf der Schneide des Rückens, auf welchem der Bach entspringt, treffen wir mehrere interessante Aufschlüsse. Im Süd-Ost vom „obern Zozl" ist eine ungeschichtete, sandig-lehmige Masse entblösst, in welcher die Blöcke stecken. Diese selbst sind genauer studirbar noch weiter in Süd-Ost von diesem Punkte, wo sich eine behufs ihrer Gewinnung angelegte Aufgrabung befindet. Vor derselben lagen Tausende von Blöcken geringerer Grösse, vorwiegend aus Turmalingneiss bestehend. Nicht selten beigemengt ist ein lichtgrauer krystallinischer Kalk.

Sörnau.

Die Höhen im Westen des Steinbachs, im geologischen Aufbau denen von Eckberg gleich, machen das Gebiet dieser Gemeinde aus.

Von den seitlich einschneidenden Gräben habe ich nur zwei besucht, doch dürften sich in allen die Blöcke finden, in denen sie nicht durch den Menschen beseitigt wurden. Ein Beispiel dieser Beeinflussung ihrer Verbreitung habe ich in dem kurzen Graben des Bauern „Kressl" kennen gelernt. Der Graben zieht sich zwischen


Kartenskizze.
Massstab 1 : 288.000
Krystallinische Gesteine des Koralpenzuges.
Halbkrystallinische Schiefer d. nördlichen Draugebirges.
Thonschiefer des Sausals.
Kalkstein des Burgstallkogels.
Gletscherschutt.
Erratische Blöcke.
Tertiär u. Quaternär.
Reihe-Alpe
Schafhütte
Koralpe
Steinach
St. Stephan
Steinz
Wildon
Lansberg
St. Florian
St. Nicolay
St. Andrä
Leibnitz
Mahrenberg
St. Urban

„Gramperl“ und „Sörnauwaner“ nach Nord-Ost hinab, ist wasserleer und bewachsen. Herr Professor Ferk hatte mich auf dort von ihm gesehene, ziemlich zahlreiche Blöcke aufmerksam gemacht; als wir anlangten, waren sie alle verschwunden; der Besitzer hatte sie zerschossen und zur Ausmauerung seines Brunnens verwendet.

Auf dem nach Nord-Ost verlaufenden Rücken im Norden dieses Grabens wurde im Jahre 1877 eine Umgrabung vorgenommen, welche einige beachtenswerthe Thatsachen zu Tage förderte. Ich wurde ebenfalls von Prof. Ferk hingeführt. Im Osten vom Sörnauwaner befindet sich eine unbewachsene lehmige Lehne. Dort förderte man Blöcke verschiedener Gesteinsarten heraus (mehrere Gneissvarietäten, schiefrige und grobmassige, letztere mit grossen Turmalinkrystallen), welche nichts von den bis jetzt beobachteten Abweichendes boten. Sehr auffallend aber sind beigemengte Blöcke aus Leithakalk, zum Theil ganz aus Astraeen bestehend. Sehr häufig sind auch die schon von Ottenberg geschilderten plattigen Fragmente von gefaltetem Thonschiefer. Die Blöcke sind meist etwas gerundet, zum Theil eckig und kantig, tragen aber keine Kritzer an sich. Dieselben zeigen ferner keine Spur von Bearbeitung oder anhaftendem Mörtel; ebensowenig finden sich Ziegel oder andere Anzeichen, dass wir es hier mit den Resten eines Baues zu thun hätten. Eher dagegen als dafür spricht auch der Umstand, dass bis vor 30 Jahren, seit welcher Zeit keine Baulichkeit an dieser Stelle bekannt ist, daselbst ein mächtiger Wald stand. Diese Verhältnisse schienen mir deshalb in Betracht zu ziehen, weil ich im ganzen übrigen Gebiete unter den Blöcken nur einen aus Leithakalk (in Kranach) gefunden habe und das Zusammenvorkommen vieler Blöcke aus diesem Gestein gewiss auffallend ist. Von welcher Stelle der Leithakalk stammt, kann ich nicht angeben. Auf dem ganzen von den Blöcken, wie sich zeigen wird, zurückgelegten Wege, ist kein Leithakalk bekannt.

Prüfen wir die Verhältnisse in der Umgebung. Etwas weiter gegen das Haus des „Sörnauwaner“ zu befindet sich eine graslose mit Thonschieferstückchen übersäete Fläche. Am Gehänge nördlich gegen den von „Kressl“ gesäuberten Graben ragen zahlreiche Turmalingneissblöcke aus dem Wiesenboden heraus.

Im Graben südlich des Höhenrückens liegen Blöcke kleinerer Dimensionen und zum Theil Turmalin führende Gneisse, sowie graue von vielen weissen Spathadern durchsetzte Kalksteine. Auch der Thonschiefer findet sich vor.

Auf dem Rücken weiter im Süden lassen sich ähnliche Erscheinungen verfolgen. Auf dem Nordabhange der Höhe, auf welcher die Besitzung Dr. Scheerers liegt, ist gleich unter dem Hause sehr viel Thonschiefer über das Gehänge verstreut; die Kuppe selbst besteht aus Conglomerat, welchem im Westen des Hauses eine kleine Sandpartie aufliegt. Diese zieht sich gegen Westen auf dem Grate fort und trägt als oberste Bedeckung wieder verschiedene erratische Trümmer, unter welchen die Thonschieferplatten vorwiegen.

Es scheint, dass wir es bei „Sörnauwaner“ trotz des sonst nur an einer Stelle beobachteten Vorkommens von Leithakalk mit der gleichen Blockablagerung zu thun haben, wie in den übrigen Theilen

der Gegend. Dafür spricht das Zusammenvorkommen der gleichen Gneissarten und des auch in der Umgebung und am Ottenberge beobachteten Thonschiefers mit den Leithakalkblöcken.

Auf der Höhe, die von hier nach Süd-Süd-West verläuft, lässt sich das Erratische weiter verfolgen, bis es gegen die Ortschaft Fötschach hinab verschwindet.

Kranach.

In ganz ähnlicher Weise, wie in den bis jetzt betrachteten Gebieten zieht sich ein langer, hier ziemlich hoher Scheiderücken hin und zwar ungefähr von Süd nach Nord. Auch die geologische Beschaffenheit ist die gleiche (Conglomerat mit schwächeren Lagen von Sandstein und Tegel). Alle Gräben sind erfüllt von Blöcken, welche auch auf den Höhen nicht selten sind.

Wenn man die von Gamlitz nach Leutschach führende Strasse noch vor dem Koglwirt verlässt, trifft man im Ost-Nord-Ost von letzterem in einem Weingarten die erste Spur erratischer Gesteine. Es sind wieder verschiedene Gneisse, auch solche mit schwarzem und weissem Glimmer, Quarzfels und Crinoidenkalk, dessen Blöcke aber kleinere Dimensionen besitzen. Auch das tertiäre Conglomerat der Gegend und Leithakalk sind hier in Blöcken vertreten. Letzterer kommt hier ebenso wenig anstehend vor, wie bei Sörnauwaner. Auch oberhalb des „Koglwirts“ liegen zahlreiche Blöcke von theilweise sehr glimmerreichen Gneissen. Die Verhältnisse sind in allen Theilen dieses Gebietes die gleichen.

Langpauli-Graben. Hier zählte ich 63 Blöcke; darunter befindet sich einer aus reinem Quarz (1 Meter lang und ebenso breit, 15 Cm. hoch).

Auch ein Gneissblock war mir auffallend, weil er fleischrothen Feldspath mit einen Zoll grossem Durchmesser der Spaltungsflächen führt.

Koglwirt Nord-West. Kleinere Blöcke und Geschiebe liegen im Nord-West vom Kogelwirt oberhalb des „Bovoden“; auch Kalkgeschiebe sind darunter. Viele von letzteren zeigen ebene, zum Theil gekritzte Flächen. Doch sind die Kritzer nicht so charakteristisch, dass man sie unbedenklich für eine Gletscherwirkung erklären dürfte.

Sunki-Graben. In dem Graben westlich von Kogelwirt trifft man nach einer halbstündigen Wanderung auf den ersten Block. Die dem Hauptthal näher liegenden sind längst zu technischen Zwecken verwendet. Gleich darauf findet eine Vereinigung zweier Quellen statt. In dem nördlichen Theile beginnen die Blöcke sich zu mehren. Bemerkenswerth ist ein abgeflachter Block aus Crinoidenkalk von rundlichem Umriss mit dem Durchmesser von 42 Cm.

Auffallend ist ferner ein Gneissblock von dreieckigem Verticalschnitt, welcher senkrecht aufgestellt, mit einer Dreieckspitze nach oben, das Bachbett der Quere nach versperrt (Höhe 105, Länge 140, Dicke 28 Cm.).

Noch interessanter ist ein zweiter Gneissblock. Er liegt auf dem Boden des Bachbettes und ragt zu beiden Seiten in die Ufer hinein. An seiner vorderen Wand stürzt das Wasser in einem kleinen Wasserfall ab, nachdem es auf der linken Seite durch eine von ihm selbst im Blocke ausgetiefte Rinne geschossen. Die sichtbaren Dimensionen dieses zum Theil verdeckten Blockes sind: 170 Cm. Länge, 50 Cm. Höhe und 85 Cm. Breite. In dem südlichen Ursprungsbache fehlen die Blöcke.

Beide Quellbäche haben einen aus dem Hauptgrat vorspringenden Hügel abgeschnitten, auf welchem das Bauernhaus „Unterer Sunki“ steht. Im Nord-Nord-Ost desselben, im Nord-Ost vom Ursprunge des nördlichen Bächleins steht eine Reihe von fünf Blöcken, von welchen der grösste 130 Cm. lang, 80 Cm. hoch und 82 Cm. breit ist.

Dieser Gneissblock hat schwarzen und weissen Glimmer in grossen und dicken Tafeln; gegen die grossen Orthoklasindividuen tritt der Quarz sehr zurück.

Turmalin ist selten, das Gestein nähert sich im Aussehen sehr einem Granit, da die Glimmertafeln nicht parallel liegen.

Stanygraben. Wir verfolgen den Graben, welcher aus dem Gamlitzgraben hineinführt zum Bauernhause „Stany“. Zuerst fallen uns im Bache viele grössere krystallinische Geschiebe auf, vergesellschaftet mit Blöcken von beiläufig einem Meter Länge. Manche Blöcke haben eine unregelmässig polygonale Gestalt, andere sind mehr rundlich. Viele Geschiebe bestehen aus grauem Kalk; der weisse Glimmer in den Blöcken ist oft säulenförmig ausgebildet. Auf dem mannshohen Grat, welcher durch den Zusammenfluss der beiden Ursprungsbäche gebildet wird, sitzt ein Block zum Theil im Boden versteckt, dessen herausragender Theil 130 Cm. Länge, 90 Cm. Breite und ebensoviel Höhe besitzt.

Der nördliche Graben ist frei von Blöcken und führt auch wenig Geschiebe, den südlichen habe ich nicht begangen.

Dagegen ist im Süden von „Stany“ an der dem südlichen Ursprungsbache zugekehrten Lehne krystallinischer Schotter zu gewahren, in welchem grosse Geschiebe von Turmalingneiss und Crinoidenkalkstein vorkommen.

Auch der Graben südlich von „Kmesen“ ist voll von Blöcken, welche in verschiedener Gruppirung im Bachbette und an seinen Rändern auftreten. Der grösste, welchen ich gesehen, hat 250 Cm. in der Länge, je 130 Cm. in Breite und Höhe. Wie die Mehrzahl der Blöcke besteht er aus Turmalin führendem Gneiss und lässt auch in einem Hohlraum eine ganz kleine Granatdruse wahrnehmen.

Trinkaus-Kamm. Auf dem Höhenpunkte südlich von dem letzterwähnten Bache liegt wieder krystallinischer Schotter in Menge im West-Süd-West des Bauernhauses „Trinkaus“. Im Osten dieses Hauses befindet sich ein Aufschluss. Zu unterst liegt geschichteter Sand in geneigter Stellung. Da ein ähnlicher Sand weiter im Nord-Ost auf dem Abhange gegen die Leutschacher Strasse Turritellen führt und die gestörte Lagerung den marinen Schichten von Kranach überhaupt zukommt, ist diese unterste Lage zu dem Verbande der marinen Schichten der Gegend zu zählen. Darüber folgt eine unge-

schichtete Lehm-Sand-Masse mit Glimmerfragmenten, welche Blöcke und kleinere Geschiebe verschiedener Grösse eingebettet enthält. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die meisten lose liegenden Blöcke und Geschiebe der Gegend das Erosionsproduct aus ähnlichen Ablagerungen sind, und dass diese, verhüllt von der Vegetationsdecke, an vielen Stellen Gehänge und Höhen überkleiden.

Graben Trinkaus S. In dem Graben, zu welchem der Abhang nach Süden abfällt, liegen wieder zahlreiche Blöcke. Der grösste, den ich hier sah, ragt nur zum Theil aus der Humusdecke und der wahrscheinlich darunter liegenden, der oben geschilderten ähnlichen Ablagerung hervor. Seine sichtbaren Dimensionen sind 252 Cm. Länge, 170 Cm. Höhe, 170 Cm. Breite. Die als Länge bezeichnete Erstreckung scheint beträchtlich grösser zu sein. Der Block besteht aus turmalinhältigem Gneiss. Der Feldspath ist braungelb, der Glimmer Kaliglimmer. Turmalin ist spärlich vertreten.

Gegend von Deutschbauer. Im Süden jenes Grabens folgt der Rücken mit dem Gehöft „Deutschbauer“; in dem Graben südwestlich von letzterem liegt nur ein erratischer Block, und dieser ist künstlich am Ausgange des Grabens aufgestellt, um ein Stück Wiese vor der Abschwemmung zu schützen. Kleinere krystallinische Geschiebe dagegen kommen mehrfach vor.

Auch von der Mündung dieses Grabens in die Gamlitz letztere aufwärts bis zu ihrem Ursprung fehlen die Blöcke. Nur kleinere Geschiebe kommen vor. Blöcke und Geschiebe fehlen endlich ganz über den Karnerberg hinab nach Leutschach.

Im Westen von „Deutschbauer“, auf dem nordsüdlich verlaufenden Hauptgrat, fand ich auch zwei Geschiebe eines grünen Gesteins, welches beim ersten Anblick mit den Diabastuffen der Umgebung von Graz Aehnlichkeit zu haben schien. Herr Vincenz Hansel hatte die Güte, eine mikroskopische Untersuchung vorzunehmen, erkannte die völlige Verschiedenheit von den Grazer Tuffen und bestimmte es als einen wahrscheinlich aus einer Schieferzone stammenden Schalstein, dessen wesentlicher Gehalt an Orthoklas ihn auch von den Diabasschalsteinen des Hochlantsch unterscheidet.

Aflenzbach. Im Norden von Kranach, im Thal der Aflenz, bricht das Auftreten der Blöcke plötzlich ab. Ja, schon in der zum Aflenzbach hinablaufenden Schlucht zwischen „Kramerisch“ und „Holzbauer“ in Kranach liegt kein krystallinischer Block mehr.

Fahrenbach.

Um so auffallender ist es, dass sich die mehrfach geschilderten Blöcke durch das ganze Bett des Fahrenbaches verfolgen lassen, bis nahe zu seiner Mündung in die Sulm.

Grosse Gneissblöcke sind der Wehre an der Mühle im Süd-West von Unterfahrenbach eingefügt, finden sich von hier an nach aufwärts im Bachbett und ragen aus seinen Ufern. Noch höher, im Osten vom „Forstner“, welcher sich auf der Höhe befindet, steht eine oberschlächtige Mühle. Sie zu speisen wird der Bach von einer höheren Stelle auf eine seitlich hinlaufende Terrasse geleitet; dieser kleine Mühl-

bach mündet in einen Teich, durch welchen regulirt das Wasser auf die Räder stürzt. Bei Anlage des Teiches und des Wassergrabens wurden Tausende von Blöcken herausgeworfen, von denen andere in den Aufschlüssen des Grabens noch in feinem, gelbem Detritus zu sehen sind. Merkwürdig ist aber, dass die Blöcke, ganz abweichend von geschilderten ähnlichen Ablagerungen, ungefähr die gleiche Grösse, meist etwa 40—45 Cm., zuweilen darüber, besitzen, sowie dass sie gleichmässig länglich abgerundet sind. Turmalingneiss wiegt vor, doch ist auch Kalkstein darunter.

Im tiefer liegenden eigentlichen Bachbett kommt das marine Conglomerat mit meist nur wallnussgrossen Geröllen heraus. Allerdings habe ich auch an den Wänden der beiden Wasserfälle, welche der Bach in seinem oberen Laufe bildet, grössere Turmalingneiss-Gerölle bis zu drei- und vierfacher Faustgrösse gesehen.

Die an der erwähnten Mühle aufgeschlossene Ablagerung ist durch die ungefähr gleich grossen, einförmig gerundeten Blöcke auffallend. Welche Kraft auch überhaupt die Blöcke in die Gegend gebracht, soviel scheint sicher, dass die hier vorfindlichen, durch strömendes Wasser, vielleicht durch einen Gletscherbach, gerundet wurden. Auch die weiter nördlich liegenden Blöcke des Fahrenbaches scheinen, da sie sich in einem isolirten Streifen längs des Baches aus dem Verbreitungsgebiet der Blöcke hinausziehen, durch Wasser, und zwar den Fahrenbach selbst, vorwärts bewegt. — Von der oberen Mühle bis zum Ursprung des Baches fehlen die Blöcke.

Kreuzberg.

Erreicht schon der ungefähr nordsüdlich verlaufende Hauptkamm von Kranach eine ansehnliche Höhe, so erhebt sich der Kreuzberg bis auf 635 Meter über das adriatische Meer. Auch er besteht seinem Gerüste nach aus marinem, doch sehr fossilarmem Conglomerat. (Ein Conus-Steinkern wurde hier bei einer Bohrung vom Herrn Bergcommissär Jauernigg angetroffen.) Darüber liegen bis knapp unter der Spitze die Blöcke. Viele sind sehr scharfkantig und eckig; sie erreichen 2—3 Meter Durchmesser. Es fallen wieder die Granat und Turmalin führenden weissen Gneisse vor Allem auf; auch plattige, dem Stainzer Plattengneiss ähnliche Gneisse kommen in grossen Blöcken vor. Aus einem der Blöcke des Kreuzberges soll eine *Nerinea* stammen, welche den *N. nobilis* Münster nahe steht. Herr Jauernigg erhielt sie von einem Bekannten mit dieser Fundorts-Angabe, deren Zuverlässigkeit eine nähere Erkundigung in Frage stellte.

Kleingraben.

Derselbe nimmt die vom Kreuzberg westlich abströmenden Bäche auf, hat aber sein eigentliches Quellgebiet weiter im Süden, am Eichberge. Auf dem südlichen Abhang dieses Berges kommen nach meinen Beobachtungen keine Blöcke mehr vor. Sie beginnen überhaupt erst unterhalb des engeren Quellgebietes des nach Norden fliessenden kleinen Baches häufiger zu werden. Der grösste Block, den ich hier gemessen,

besteht aus Gneiss; seine Dimensionen sind 270, 169 und 126 Cm.; er lehnt oberhalb der Grabenmühle am Ufer. Die hier sehr häufigen Blöcke sind theilweise von scharfen Contouren, einer ist nahe kugelrund. Besonders häufig sind unter den Gesteinen Granaten führende Gneisse. Erwähnenswerth scheint mir noch, dass ich im Bache ein Kalkgeschiebe fand, welches mit tiefen Ritzern und Furchen versehen war, welche aber durchaus nicht den Eindruck von Gletscher-Ritzern machen. Das Geschiebe hat wohl früher an einer der zahlreichen Stellen gelegen, wo die Strasse den Bach durchsetzt, oder noch wahrscheinlicher auf der Strasse selbst, und wurde von den Rädern und Pferdehufen geritzt.

In dem Unterlaufe des Baches bilden die umgelagerten krystallinischen Geschiebe den Hauptbestandtheil der Alluvien.

Das durch den Bach aufgeschlossene Profil ergibt Conglomerat, sandige und thonige Schiefer mit Kohlenschmitzchen.

Im Norden und Nordosten von Gross-Klein, auf den Thonschieferhöhen des Mattels- und des Weischarberges fehlen Blöcke und Geschiebe vollständig.

Im Südwesten von Gross-Klein dagegen ist das Gehänge höchst wahrscheinlich zum Theile von der blockführenden Lehmablagerung überkleidet. Wenigstens finden wir die Blöcke sowohl auf der Höhe im Süden jenes Dorfes, als im

Gündorfgraben.

Am Ausgange des Grabens bei der Ortschaft Gündorf lag eine Menge zum grössten Theile zerschossener Blöcke, an welchen noch die Spuren der Sprenglöcher zu sehen waren. Erkundigungen ergaben, dass die Blöcke aus dem Graben stammen, sowie dass einst Blöcke von ungeheurer Grösse vorkamen. (Mein Gewährsmann wies auf seinen mächtigen Heuschober mit dem Bemerken hin, dass noch jetzt Blöcke von dieser Grösse in der Erde stecken.) Von der Grösse der Blöcke überzeugte ich mich auch nahe der Höhe, wo das aus der Erde hervorragende obere Stück eines, wie es nach der Divergenz der Contouren schien, mehrfach grösseren Blockes 210, 170 und 130 Cm. nach drei aufeinander senkrechten Richtungen misst.

Obwohl die meisten losen Blöcke bereits zu Bauzwecken ins nahe gelegene breite Saggauthal geschafft wurden, lassen sie sich doch noch nach rückwärts bis auf die Höhe, in welcher der Bach entspringt, verfolgen; sie hängen durch die des Kleinbaches mit denen des Kreuzberges und weiterhin von Kranach zusammen. Auffallend ist im Gündorfgraben neben den verschiedensten Gneissvarietäten, unter welchen auch Turmalingneiss wieder vorkommt, die grosse Häufigkeit eines schwarzen Hornblendegesteins, aus welchem die meisten Blöcke bestehen. Auch Eklogit kommt in Blöcken vor.

Das Bachbett ist theilweise in den öfters geschilderten blockführenden Lehm eingeschnitten, der hier sehr schön und klar aufgeschlossen ist. Wo derselbe weggewaschen ist, sieht man darunter festes, kleinkörniges Conglomerat herauskommen.

Folgerungen.

Die mitgetheilten Beobachtungen ergaben die zusammenhängende Verbreitung fremder Blöcke und Geschiebe, welche zum grössten Theile lose, vielfach aber in eine lehmige Bildung eingeschlossen, den Tertiärschichten der Gegend zwischen Gamlitz, Witschein, Eichberg, Gündorf und Gross-Klein auflagern. Es entsteht nun die Frage nach der Erklärung der angeführten Wahrnehmungen.

Im Ganzen werden die grossen blockförmigen und die kleineren Geschiebe unter demselben Gesichtspunkte zu betrachten sein. Es geht dies aus ihrem Zusammenvorkommen in der Lehmablagerung und aus dem Innehalten derselben Verbreitungsgrenze hervor. Demungeachtet wollen wir im Folgenden vorwiegend die Blöcke im Auge behalten; denn es lässt sich nicht an jedem einzelnen kleinen Geschiebe mit Sicherheit entscheiden, ob es nicht dem Conglomerat entstammt. Beim „oberen Zozl" in Kranach kommt sogar unweit der charakteristischen Blockbildung ein kleiner Fleck Belvedereschotter vor. Eine ähnliche Schichte bei Ehrenhausen, in welcher ebenfalls ziemlich grosse Turmalin-Gneissgeschiebe vorkommen, fällt dagegen nicht mehr ins Bereich unserer Blöcke.

Dass die letzteren nicht aus dem Zerfalle ehemals anstehender Massen herrühren, ergibt sich aus der geologischen Beschaffenheit der Gegend. Bis in die entfernten Gebirge des Bachers und der Alpen kommen krystallinische Gesteine, wie die hier vertretenen, nicht vor. Die Hügelketten sind durchwegs aus tertiären Sedimenten aufgebaut und keiner der tiefen Bacheinrisse schliesst ältere Schichten auf; unmittelbar unter den Blöcken und der sie stellenweise einhüllenden Lehmdecke sind nun Tertiärschichten sichtbar. Allerdings haben Sedgwick und Murchison in ihr von Ehrenhausen nach Eibiswald gezogenes Profil [1]) westsüdwestlich von ersterem Orte einen Aufbruch von Thon- und Chlorit-Schiefern eingezeichnet; doch beruht dies auf einem wahrscheinlich durch Beobachtung der geschilderten erratischen Schiefertrümmer hervorgerufenen Irrthume.

Ebensowenig stammen die Blöcke aus dem tertiären Conglomerat. Schon Sedgwick und Murchison erwähnen, dass seine Gerölle westlich von Ehrenhausen nur bis Taubeneigrösse besitzen, was für die meisten Fälle auch im übrigen Gebiete richtig ist. Unter den zahlreichen Aufschlüssen sah ich nur an zwei früher erwähnten Stellen im Graben des Fahrenbaches grössere Gerölle, welche aber auch nicht annähernd die Grösse der Blöcke erreichen. Wäre dieses auch nicht der Fall, so würde doch der beschriebene blockführende Lehm eine andere Auslegung für die in ihm eingeschlossenen Blöcke nöthig machen. Ich glaubte diese Erklärung besonders widerlegen zu sollen, weil die Verbreitung der Blöcke mit der des Conglomerats im Allgemeinen auffallend übereinstimmt, wenn auch z. B. der ebenfalls aus Conglomerat bestehende Südabhang des Eichberges derselben entbehrt,

---

[1]) Sedgwick and Murchison. A. Sketch of the Structure of the Eastern Alps. London 1831. (Transactions of the Geol. Society, Vol. III.) Pl. II. Fig. 16.

der aus Sandstein und Schieferthon bestehende Südabhang des Witschein-Berges und die Leithakalkhöhen im Nordosten dieses Berges sie dagegen besitzen.

Aus den früher im Einzelnen angeführten Thatsachen ergibt sich, dass die Blöcke nach Ablagerung der Tertiärschichten in ihr jetziges Verbreitungsgebiet gelangten, ja, dass dies erst geschah, als die heutige orographische Configuration sich herausgebildet hatte, da die Blöcke sowohl auf den Höhen, als am Grunde der Thäler und zwar daselbst in ihrer lehmig-sandigen Hülle vorkommen. Zugleich deutet dieser Umstand auf ein geologisch geringes Alter der Blockanhäufung.

Ich glaube demnach auch nicht, dass die Erklärung je versucht werden wird, dass die Blöcke auf dem Spiegel irgend eines stehenden Gewässers durch Eisschollen oder Baumwurzeln hieher gewandert wären, und dass dann der dieselbe stellenweise bergende Detritus das Sediment eines solchen Gewässers wäre. Die dann nothwendige Annahme der grossen Ausdehnung und Tiefe eines solchen in junger Zeit (nach der Thal-Erosion) vorhandenen Wasserbeckens, der Mangel jeder Spur desselben spricht von vorneherein sehr gegen diese Erklärung. Auch die abgegrenzte Häufung der Blöcke und eine gewisse später zu berührende gesetzmässige Vertheilung würde schwer zu deuten sein.

Als Transportmittel grosser Gesteinsblöcke haben wir noch eine schnell strömende Wassermenge zu betrachten. Dr. Oscar Lenz hat im äquatorialen Afrika auf den den Okandefluss begrenzenden Höhen grosse Granitblöcke gesehen, welche er für durch Wasser transportirt hält [1]). In der That können im Stromstrich eines grossen Flusses mit hinreichendem Gefälle mächtige Blöcke befördert werden. Wie grosse Blöcke rasch bewegtes Wasser zu treiben vermag, geht aus einer Notiz Peter Merian's [2]) hervor, welcher erwähnt, dass einer der durch eine Wolkenbruchfluth nach sehr variirenden Schätzungen $^3/_4$ bis $1^1/_2$ Wegstunden weit beförderten Blöcke 21 Fuss Länge, 17 Fuss Höhe und 15 Fuss Dicke besass. Die Masse des Blockes schätzt Merian auf mindestens 100 Kubikmeter, sein Gewicht auf mindestens 250.000 Kilogramm. Dass unsere Blöcke nicht durch ähnliche Kräfte befördert wurden, geht aus mehreren Gründen hervor. Namentlich hätte strömendes Wasser die Blöcke weder in so grosse Entfernung, noch, nachdem die Thäler schon bestanden, auf so beträchtliche Höhe zu tragen vermocht.

Auf andere Art beförderte Blöcke lernen wir an den Murbrüchen in Tirol kennen [3]). Die gleichen Gründe sprechen gegen ähnlichen Transport.

Es bleibt, da andere Ursachen fremder Blöcke, wie vulcanische Erscheinungen, aus der voranstehenden Beschreibung leicht als hier nicht anwendbar zu erkennen sind, nur übrig, die Herbeischaffung

---

[1]) Dr. O. Lenz. Reisen in Afrika. Verhandl. d. k. k. geol R.-A. 1876, pag. 231. — Dr. O. Lenz. Skizzen aus West-Afrika. Berlin 1878, pag. 320.

[2]) Peter Merian. Ueber die Felsblöcke bei Soazza im Misozer Thal. Bericht über d. Verhandl. d. naturf. Ges. in Basel vom Aug 1844 bis Juli 1846. Basel 1847, pag. 50.

[3]) Dr. G. A. Koch. Ueber Murbrüche in Tirol. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1875, pag. 97.

durch Gletscher in Betracht zu ziehen. Wären die Blöcke, statt vielfach wohl gerundet, angeschliffen und gekritzt, würden gekritzte Kalkgeschiebe sie häufiger begleiten, wäre wohl kein Zweifel über ihre Natur. Da diese Erscheinungen, welche sonst von ähnlichen Vorkommen gemeldet werden, hier nicht in so prägnanter Weise auftreten, war die Prüfung anderer Erklärungsmöglichkeiten nothwendig. Nur die öfter geschilderte schichtungslose Lehmmasse mit ihren Blöcken stimmt unmittelbar mit vielfach von anderen Punkten geschilderten Glacialabsätzen überein.

Der letztere Umstand, sowie die Unmöglichkeit, das Vorkommen der Blöcke auf andere Weise zu erklären, scheint mir am zwingendsten für die Annahme des Gletschertransports zu sprechen.

Was nun die Seltenheit charakteristischer Gletscherspuren in Gestalt von angeschliffenen und gekritzten Flächen betrifft, so ist dies eine Erscheinung, welche auch an den heutigen Gletschern und in anerkannten erratischen Terrains vorkommmt. So erwähnt Agassiz[1]), dass gekritzte Geschiebe am Rhone-Gletscher sehr selten sind; desgleichen sagt Collomb[2]): „En recherchant le galet strié dans le terrain erratique, on en recueillera, ou on n'en recueillera pas, suivant la qualité des roches, qui existent dans le bassin.“ Und weiter auf derselben Seite: „Am Unteraar-Gletscher sind die gekritzten Geschiebe sehr selten, weil der anstehende Fels des oberen Beckens nur aus Granit, Gneiss und verschiedenen Arten von Glimmerschiefer besteht.“ Auf pag. 25 erwähnt er ferner das gänzliche Fehlen gekritzter Geschiebe in einigen Vogesenthälern, die Häufigkeit derselben in andern.

Den Mangel von Kritzern schreiben die Autoren übereinstimmend entweder dem Fehlen von ritzbaren Geschieben oder dem ritzender, anstehender Massen zu. Das Gestein ist im erstern Falle zu hart, im letzteren zu weich. Der von unserem Gletscher, wie sich zeigen wird, durchflossene Gebirgstheil enthält Gesteine, die sich bezüglich ihrer Härte ähnlich verhalten, wie die des Unteraar-Gletschers: Harte Turmalingneisse, entsprechend dem Granit, und weiche Gneissvarietäten wie dort. Beiderseits sind gekritzte Geschiebe sehr selten. An den meist aus den härtesten Gesteinen des Koralpenzuges bestehenden Blöcken konnten der Härte wegen keine Kritzer entstehen. Die namentlich in den eigentlichen Gletscherbetten weitaus vorwiegenden weicheren Gneisse aber waren ebenfalls nicht geeignet, die nur sehr selten mitgeförderten Kalkgeschiebe zu ritzen (die meisten stammen zudem vom Burgstallkogel ausserhalb des Gebirges); und passirte ein solches auch einen aufragenden härteren Felssporn, so musste es bei der langen Wanderung in der Niederung durch die weitere Abreibung die Kritzer wieder verlieren. Die weichen Gesteine des Tertiärlandes zwischen der Koralpe und den windischen Büheln dagegen und selbst die härteren Conglomerate im Blockbezirke waren ganz ungeeignet, die über sie hingeschobenen Massen zu ritzen.

---

[1]) L. Agassiz. Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels. Paris 1847, pag. 592.

[2]) Edouard Collomb. Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges. Paris 1847, pag. 24.

Gegenüber der grossen Verbreitung weicherer Gesteine im Koralpenzuge ist das Dominiren harter Felsarten unter den Blöcken auffallend, erklärt sich aber leicht dadurch, dass die weniger widerstandsfähigen Gesteine zu dem feinen Material zerrieben wurden, welches das Bindemittel der Blöcke in den Schuttablagerungen ausmacht.

Nicht minder merkwürdig ist die Rundung vieler Blöcke, welche ich früher für das Product der Verwitterung hielt; da jedoch auch im Blocklehm gerundete Blöcke vorkommen, ist die Rundung der Blöcke der Reibung während des Transportes zuzuschreiben. Gerundete Blöcke kommen auch in den heutigen Moränen vielfach vor und werden häufig von diluvialen Gletschern gemeldet. Andererseits treffen wir in unserem Gebiete freilich wieder, namentlich auf den höchsten Terraintheilen, sehr scharfkantige, auch frei liegende Blöcke. Verschiedenheiten der Abreibung konnten sich einstellen, je nachdem ein Block in der Mitte, an den Rändern, an der Oberfläche oder am Grunde des Gletschers mit vielen oder wenigen Gefährten fortgeschoben wurde.

Auch unter den kleineren Geschieben findet man solche aus Gneiss und Kalkstein, welche von ebenen Flächen, selbst von allen Seiten, begrenzt, zuweilen auch eckig und mit einspringenden Winkeln versehen sind, also kaum eine Spur von Abnützung zeigen.

Sehr eigenthümlich sind die Relief-Verhältnisse des Blockbezirkes. Die undulirenden, mehrere Hundert Meter über die Thäler ragenden, nach sich kreuzenden Richtungen streichenden Kämme haben keine Aehnlichkeit mit den heutigen Gletscherbetten Mitteleuropa's. Ja, schon zur Zeit, als die angenommenen Gletscher über das Gebiet vorrückten, waren viele der hier vorhandenen Thäler ebenso tief und (wegen der Schutt-Ausfüllung) noch tiefer eingeschnitten, als jetzt.

Aus diesen Umständen gehen noch andere Folgerungen hervor. Die Differenz zwischen der Meereshöhe der Blöcke des Gündorfgrabens (beiläufig 300 Meter) und derjenigen des Kreuzberges (635 Meter), gleich 335 Meter, ergibt das Minimum der anzunehmenden grössten Mächtigkeit der Eismasse, welche ja die tieferliegenden Theile ausfüllen musste, um ihre Blöcke auf die Höhen zu tragen. Diese Mächtigkeit der Eismasse lässt uns die Möglichkeit begreifen, dass ein Gletscher über ein Hügelland, wie das unserige, hinzog. Nur bei einer auch über die Grenzen des Blockgebietes bis zum Ursprung des Gletschers reichenden Ausfüllung der tieferen Terraintheile konnte der Eisstrom von der orographischen Gestaltung der Landschaft nicht mehr beeinflusst werden. Den gleichen Fall sehen wir jetzt in dem übergletscherten Grönland, wo nur die höchsten Bergspitzen als „Nunatak“ aus dem Eise ragen.

Dass die Gletscherspuren nicht weiter nach Südost hinabreichen, als in die Gegend von Witschein, kann ebensowohl auf einem Abschmelzen des Gletschers, als auf Beseitigung seiner Absätze durch menschliche Thätigkeit oder fliessendes Wasser beruhen. Weitere auszudehnende Untersuchungen werden freilich erst ein sicheres Urtheil erlauben. Der von Dr. Andrä, wie erwähnt, bei Marburg gefundene Gneissblock könnte sehr wohl eine weitere Marke des Gletschers sein, dessen Stirnmoräne oder -moränen aufzusuchen einer späteren Zeit überlassen bleiben muss.

Eigentliche Moränenwälle konnte ich überhaupt in dem besprochenen Gebiete nicht nachweisen. Die reihenweise Anordnung und Häufung der losen Blöcke in den Bachgräben ist hauptsächlich durch die Erosion bedingt, welche sie aus ihrer Lehmhülle loslöst, während bei der Erosion des Gletscherschutts sich die liegen bleibenden Blöcke summiren.

Nicht zu verkennen ist, dass der Gletscher in den Thälern erheblich mächtigere Sedimentmassen absetzte, als auf den Höhen. Hier finden sich die Blöcke lose und vereinzelt, während dort an vielen Stellen mächtige anstehende Schuttmassen von der geschilderten Beschaffenheit vorkommen. Aehnliche Ablagerungen ziehen sich über die Gräben des ganzen langgestreckten Verbreitungsgebietes der Blöcke hin, vom Gündorfgraben angefangen bis zum Westfusse des Ottenberges. Machte der Gletscher bei seinem Rückzuge gerade in dieser Gegend so oftmalige Pausen, um dann rasch gänzlich zu verschwinden? Ich glaube, dass man es hier mit der gleichen Erscheinung zu thun hat, die Collomb[1]) aus den Vogesen meldet „Moraines par obstacles“, Stauungsmoränen, nennt er Massen von Gletscherschutt, welche sich an jede über den Gletscherboden ragende Kuppe (von 30—180 Meter in seinem Gebiete) an der Stossseite des Gletschers anlehnen. Sie entstehen durch das Hinderniss, welches die Erhöhung dem fortschreitenden Gletscher und den mitgeführten Materialien bietet. Letztere können nicht, wie der sich durch nachkommendes Eis stauende Gletscher, das Hinderniss übersetzen und bleiben zurück. Es sind das Endmoränen, welche trotz des Weiterschreitens des Gletschers liegen bleiben.

Wenn wir uns nun das allmälige Vorrücken unseres Diluvial-Gletschers von der Koralpe her vorstellen, so wird uns die grosse Blockanhäufung gerade in diesem unebensten und mit den höchsten Bergen versehenen Theile verständlich. Wo die hochaufragenden Conglomeratkämme mit dem Kreuzberge und dem von ihm nach Norden auslaufenden Kamme beginnen und durch letztere und das im Norden herantretende Sausalgebirge ein beiderseitiger Fixpunkt geschaffen wird, war die Bedingung zur Bildung der ersten grösseren Stauungs-Moränen gegeben. Sie sind in den Gräben von Klein und Gündorf aufgeschlossen und theilweise durch Wasser zerstört, überkleiden aber wahrscheinlich auch das bewachsene Gehänge gegen die Saggau. Nachdem das Hinderniss überstiegen war, änderte sich die Erscheinung ein wenig. Vor dem Gletscher lag ein tiefes enges Thal, in welches er seine Endmoräne und sich selbst hineinstürzte, bis die Vertiefung ausgefüllt war und er seinen Weg weiter fortsetzen konnte. Das wiederholte sich nun in den Schluchten von Kranach, Sörnau, bis hinüber zur Westseite des Ottenberges, von wo aus der Gletscher, wenn er sich überhaupt weiter fortsetzte (worauf der Mangel einer eigentlichen Endmoräne in unserem Gebiete und der von Dr. Andrä bei Marburg beobachtete Gneissblock hinzudeuten scheinen), in das Flachland hinabstieg. Dort konnte keine Stauungsmoräne mehr entstehen, wohl aber wäre das Vorkommen einer oder mehrerer Endmoränen zu erwarten.

---

[1]) l. c. pag. 47.

Dies erklärt zugleich die Uebereinstimmung der Verbreitung der Blöcke und des Conglomerats. Nur dieses, nicht die Sande und Schieferthone im Westen und Südosten gaben Veranlassung zur Bildung eines tiefschluchtigen Hügellandes und damit von Stauungsmoränen. Nun ist auch klar, warum die Blöcke nicht nach dem gleichwohl aus Conglomerat bestehenden Südabhang des Eichberges hinabreichen.

Die auf den Höhen verstreuten Blöcke unseres Gebietes (Depôts éparpillés Charpentier's) sind als bei dem Rückzuge des Gletschers liegengeblieben zu betrachten.

In merkbarer Weise haben die Menschen auf das Vorkommen der Blöcke Einfluss genommen. Man findet die letzteren in mannigfacher Verwendung; sie ragen aus den Grundmauern der Häuser, und manche Gebäude bestehen bis zum Dache fast ganz aus ihnen. Auch zur Ausmauerung von Brunnen, zu Stufen und Wasserwehren finden sie Verwendung. Ein grosser, plattenförmiger, erratischer Gneissblock liegt in Gamlitz als Decke des Schröckenbrunnens, ein anderes aus Hornblendeschiefer auf dem Schöpfbrunnen, am Eingange des Gündorfgrabens. Im Dorfe Saggau stehen erratische Blöcke als Eckstein an den Strassenkrümmungen. Dieser Angriff von Seite der Menschen bedingt es, dass je schwerer zugänglich ein Graben ist, er um so mehr und um so grössere Blöcke enthält.

Wir wenden uns nun zur Frage nach dem Ursprung der Blöcke. Weder im Süd-Osten noch im Osten ist ein Gebirge, welches hier in Betracht käme. Im Norden zeigen sich erst in weiter Ferne, in der Gegend des Schöckels, Gesteine, ähnlich denen der Blöcke. Von dort konnte bei der geringen Höhe und der grossen Entfernung des Gebirges, dem dazwischen liegenden breiten Murthale kein Gletscher kommen, der die Blöcke auf relativ grosse Höhen emporgetragen hätte, wie hier. Das nördliche Draugebirge im Süden besteht aus anderen Gesteinen: Thonglimmer- und Hornblendeschiefern, unter welchen nur zu unterst, im Drauthale, Gneisse hervorkommen. Der Bacher, im Süden der Drau, wird zum grossen Theile von Granit gebildet, einem Gestein, welches wir unter den Blöcken nicht finden.

Die gleichen Gesteine, wie in den Blöcken, ein höheres Gebirge, nicht allzugrosse Entfernung haben wir in dem Zuge der Landsberg-Schwanberger Alpen. Die Längsaxe der Ellipse, als welche sich das Verbreitungsgebiet der Blöcke darstellt, würde, wenn diese von dort herkamen, ungefähr mit der Richtung des Gletschers übereinstimmen. Sie weist uns zunächst auf den Burgstallkogel im Nordwesten von Gross-Klein als linke Andrangsstelle des Gletschers hin.

Der Burgstallkogel besitzt eine Höhe von 461 Meter und ist ein durch die Sulm abgeschnittener Theil des Sausalgebirges. Wie dieses besteht er aus Thonschiefer, doch ist demselben auf dem Südabhange des Berges ein grauer, dichter Kalkstein aufgelagert, stellenweise dicht erfüllt von Crinoidenstielen, so dass dieser Kalkstein in seiner Facies und Lagerung, jedenfalls auch seinem Alter, dem unteren Crinoidenkalk des Plabutsch bei Graz vollständig entspricht. In anderen, etwas lichteren Kalklagen sind makroskopisch keine Reste wahrnehmbar. Von beiden Kalkvarietäten finden sich nur kleine Blöcke und Geschiebe sehr häufig in Kranach, bei Sörnauwaner und im Graben südlich von diesem, sowie unmittelbar östlich auf der Westseite des Ottenberges,

mitten unter krystallinischen Blöcken. Damit vergesellschaftet, wie von den einzelnen Localitäten erwähnt, ist ein meist treppenartig gefältelter grünlicher Thonschiefer, wie er auf der Südwestseite des Sausals ansteht.

Unverkennbar ist der Umstand, dass diese Kalkstein- und Schiefertrümmer am Nordsaum des Verbreitungsgebietes der erratischen Gesteine auftreten, entsprechend der Beobachtung, dass ihre Heimath am Nordufer des angenommenen Gletscherstromes liegt. Eine analoge Beobachtung machen wir im Gündorfgraben, wo Hornblendegestein auffallend häufig, Eklogit als einziges erratisches Vorkommen dieses Gesteines auftreten. Entsprechend dem Anstehen dieser Felsarten in den südlichen Theilen des Koralpenzuges liegen diese Blöcke am Südrande des ganzen Verbreitungsbezirkes. Zugleich sind diese Umstände geeignet, die Annahme des Gletschertransportes zu stützen.

Schreiten wir in der gleichen Richtung weiter, so gelangen wir ins Sulmthal. An der Vereinigungsstelle der schwarzen mit der weissen Sulm biegt das Thal nach Ost-Nord-Ost um. Der einst hier passirende Gletscher folgte, beeinflusst vom Sausalgebirge, dem Sulmthal nicht in seinen weiteren schluchtartigen Theil, sondern schob sich, wahrscheinlich seine bisherige Richtung behaltend, weiter hinab nach Süd-Ost.

Wir treten ins Thal der schwarzen Sulm. Vergeblich sehen wir uns in demselben, wie an seinen Rändern nach den Blöcken um. Was etwa von ihnen da war, muss in diesem wohlbewohnten Theile längst aufgearbeitet worden sein. Zudem sedimentirt ein Gletscher vorzugsweise an seinem Ende, weil sich dort der Glacialschutt aus der ganzen Zeit, in welcher er stationär blieb, häuft, während auf seinem Wege nur dasjenige liegen bleibt, was zur Zeit seines Abschmelzens unterwegs war. Nur in der vorhin beschriebenen hügeligen Gegend konnten auch während des Vorrückens erratische Bestandtheile in den Terrainvertiefungen zurückbleiben.

Die heutige Terrainbeschaffenheit macht es wahrscheinlich, dass in der Nähe von Gleinstätten die Vereinigung des Schwarzsulmgletschers und des bei Landsberg nicht dem rechtwinkelig umbiegenden Thale folgenden Lassnitzgletschers stattfand.

Es ist nun unsere Aufgabe, den Spuren des Gletschers im Hochgebirge nachzugehen. Wir erreichen, dem Sulmthal folgend, bei Schwanberg den

II. Koralpenzug.

Ostseite.

Am Austritt der Sulm selbst nehmen wir nichts für unsere Untersuchung Belangreiches wahr. Das Bett der Sulm ist zwar von Blöcken erfüllt, doch ist dasselbe dort im Gneiss selbst eingerissen; wohl aber verdient das kleine Wässerchen, welches im Norden von Schwanberg vorüberfliesst, der Weigl-Bach, einige Beachtung. Derselbe schneidet dort eine den vielfach erwähnten Blockablagerungen ganz

ähnliche Lehmdecke mit Blöcken an. Das Thal selbst ist noch gegenwärtig reich an Blöcken, trotzdem dieselben, wie directe Erkundigungen ergaben, seit Menschengedenken von den Bewohnern Schwanberg's hinausgefördert werden; die zum Transport zu grossen werden mit Sprengmitteln zerkleinert. Quarzblöcke von gelblicher Farbe sind häufig. An einem derselben sah ich ebene, unvollkommen polirte, ungeritzte Flächen. Verschiedene Gneissarten, unter welchen der sonst häufige Turmalingneiss fehlt, kommen daneben vor.

Unter der Blocklage hat der Bach einen grauen Sandstein aufgedeckt. Die Gehänge zu beiden Seiten bestehen aus Gneiss.

Die Art des Transportes dieser Blöcke dürfte aus den mitgetheilten Beobachtungen nicht mit Sicherheit zu erschliessen sein. Würde man aus der heutigen Wassermasse des Baches einen Schluss ziehen, wäre der Transport von Blöcken durch denselben nicht begreiflich. Das Bachbett ist so schmal, dass man es mit einem leichten Sprungschritte übersetzt, und das Gehänge bis unmittelbar an den Wasserspiegel ist mit einer dichten, zusammenhängenden Grasdecke bekleidet, welche den friedlichen Charakter des Baches verräth.

Möglich ist auch, dass die Blöcke von den vielleicht früher steilern und näher gelegenen Thalwänden stammen, so das trotz der Uebereinstimmung der Block führenden Lehmlage mit jenen des erratischen Gebietes das Urtheil sehr schwierig ist.

Weiter im Norden eilt der wasserreiche Stullmeggfluss, von den Alpen herab der Sulm zu. Oberhalb seines Alluvialfeldes, wo er aus dem Gneissterrain herauskommt, liegen auf seinem rechten Ufer Blöcke von Turmalingneiss unter zahlreichen Blöcken des dünnplattigen Gneisses, welche hier ansteht. Der Turmalingneiss ist verschleppt, viele der anderen Blöcke sind es vielleicht auch, doch lässt sich Letzteres wegen der Gleichheit mit dem anstehenden Gesteine nicht darthun.

Jenseits des die Stullmegg im Norden begrenzenden Gneissrückens tritt sie, den Fels, auf welchem das alte Schloss steht, umfliessend, durch die „Klause“ hinaus in ihr Alluvialthal. Der Rücken nun, der sich vom alten Schloss direct dem Bach entlang nach rückwärts fortsetzt, ist nordwestlich vom Schlosse mit einer Lehmdecke überzogen, welche verschiedene Blöcke, hauptsächlich aus Turmalingneiss, plattigem glimmerarmen Gneiss und Hornblendegesteinen bestehend, umschliesst. Gegen den Bach hinab bricht dieses Vorkommen plötzlich in einer nicht gemessenen Höhe über demselben ab, während es nach aufwärts bis auf die Höhe, vielleicht weiter noch auf den Nordabhang sich fortsetzt.

Mögen die anderen Blockvorkommen hier am Rande der Alpen mehrere Deutungen zulassen, so scheint hier die Uebereinstimmung mit den als glacial erkannten Lehmlagen von Gündorf und Kranach, sowie die ganze Art des Vorkommens sehr für die Deutung als Gletscherschutt zu sprechen.

Meine übrigen Beobachtungen in den Flussgebieten der Schwarzsulm und der Lassnitz ergaben keine weiteren directen Anhaltspunkte für die Annahme diluvialer Gletscher. Allerdings widmete ich den Untersuchungen in diesem Theile nur drei Tage. Die gemachten Routen sind folgende. 3. October (1878): Schwanberg-Trahütten,

St. Maria im Gressenberg („alte Glashütte“) von hier Besuch der dem Kumpfkogel vorgelagerten Höhen. 4. October: St. Maria, Reihe-Alpe, Bärenthalkogel W., Koralpe, Bärenthalkogel, Reihe-Alpe, St. Maria. 5. October: St. Maria, Handalpe, Hofbaueralpe O., Mostkogel O., Freiland, Deutschlandsberg.

Immerhin hätte ich erwartet, verschleppte Blöcke und Gletscherabsätze in ähnlicher Weise zu treffen, wie ich sie im Süd-Ost der Koralpe, wie später zu zeigen, wahrgenommen. Zum Nachweis von Gletscherschliffen, Rundhöckern u. dgl. dagegen ist ein vorwiegend aus schiefrigen Gneissen bestehender, zudem wohl bewachsener Boden, wie dieser, wenig geeignet.

Ich musste mich in diesem Gebiete auf den Vergleich der anstehenden Gesteine mit denjenigen beschränken, welche als erratische Trümmer in der früher besprochenen Tertiärlandschaft vorkommen. Ich theile hier die bezüglichen Beobachtungen mit.

Route vom 3. October: Gemeinde Aichegg und Gemeinde Neuberg im Süd-Westen von St. Wolfgang: ziemlich grosskrystallinische Hornblendeschiefer, wie in Kranach und besonders im Gündorfgraben; Trahütten: Turmalingneiss (von Rolle beobachtet), häufig im ganzen Verbreitungsgebiet der Blöcke; Trahütten — St. Maria herrscht der gewöhnliche schieferige oder plattige Gneiss des Koralpenzuges, wie er ebenfalls im erratischen Gebiet vorkommt. Bei St. Maria oben, an der Ursprungsstelle des Stullmeggbaches zeigen sich Blöcke eines dort anstehenden weissen, plattigen Gneisses mit Krystallen von Turmalin. Die Krystalle liegen in der Schieferungsebene; an einem der gesehenen Blöcke sind sie zerbrochen und die Fragmente verschoben, doch so, dass das Zusammenpassen der Bruchflächen ersichtlich ist. Zwischen den Bruchstücken befindet sich Gneissmasse. (Streckungserscheinung.) Dieses von dem gewöhnlichen, Pegmatit ähnlichen Turmalingneiss leicht unterscheidbare Gestein fand sich erratisch in Kranach. Bei St. Maria bildet es eine Einlagerung in den gewöhnlich grauen, plattigen Gneiss. Neben diesem findet sich eine massigere Varietät von Turmalingneiss mit vielen kleinen Turmalinkrystallen. Auch dieses Gestein fand ich erratisch in Kranach.

Route vom 4. October: Südlich von dem Punkte, wo die Strasse von St. Maria aufwärts die Höhe erreicht, steht Turmalingneiss an; auf dem Wege weiter südlich, gegen die Koralpe, Eklogit (erratisch im Gündorfgraben), welchem sich noch weiter südlich Hornblendeschiefer anschliesst, (erratisch im Gündorfgraben, Kranach u. a. a. O.) In der Nähe des Ursprungs der Sulm zeigt sich zuerst granatführender Gneiss (erratisch besonders Kleingraben, ferner Kranach, Steinbach), welcher knapp vor dem Sulmursprung auch Turmalin aufnimmt (erratisch im Kranach). Hier senkt sich der Kamm zu einem Pass; jenseits desselben auf der Kärntner Seite im Süd-Süd-West der Schafhütte steht wieder grosskrystallinischer Hornblendeschiefer an.

Von hier weiter gegen die Koralpe trifft man im Nord-Nord-Ost auf eine Lage weissen krystallinischen Kalks (erratisch an vielen der erwähnten Punkte). Ich beobachtete dasselbe auf dem westlichen Abhang, doch dürfte sich dasselbe oder ein ähnliches auch auf dem Ostabhange finden. Auf dem fernern Wege fand ich auch noch auf dem

Westgehänge Turmalingneiss. Die Spitze der Koralpe besteht aus dem gewöhnlichen grauen Gneiss.

Route vom 5. October. Das Plateau der Handalpe wird von plattigem grauen Gneisse gebildet, der durch hoch aufragende geschichtet über einander liegende Schollen die Abtragung des Gebirges erkennen lässt. Auf dem mit Vegetation bedeckten baumlosen Plateau zeigt sich eine eigenthümliche Erosionserscheinung: in Reihen geordnete Küppchen, wenige Zoll hoch, von Gras und Moos bewachsen, vielleicht entfernt vergleichbar überwachsenen Karrenfeldern im Kalkgebirge. Ganz dieselbe Erscheinung sieht man, wiewohl weniger deutlich, auf der Koralpe.

Auf dem östlichen Abhang der Hofbauern-Alpe und des Mostkogels gewahrt man granatführende, sehr glimmerreiche, dünnschieferige Gneisse, welche dann in der ähnlicher petrographischer Beschaffenheit, aber ohne Granat und von meist röthlicher Farbe, im Ursprungsgebiet der Lassnitz, in der Gemeinde Klosterwinkel sehr verbreitet sind. (Erratisch Kranach, Ottenberg u. a. a. O.) In Freiland kommt nach Rolle Turmalingneiss vor; auf dem Wege von hier nach Deutsch-Landsberg bemerkt man Blöcke von anstehendem Eklogit und Aufschlüsse in mit diesem wechselnden Hornblendeschiefer und grauem und weissem Gneisse.

Im Norden von Landsberg befindet sich ein grosser Steinbruch in einem festen Hornblendegestein, welches von vielen Kluftflächen durchsetzt ist und keine Schichtnng erkennen lässt. Stellenweise geht es, indem Granat dazu tritt, in Eklogit über. Eingelagert sind schmale, unter sich parallele Gneisslagen, welche ein Einfallen nach Ost-Nord-Ost zeigen.

Südostseite.

In dem im Anschluss zu erörternden Theil des Gebirges finden sich auch auf den Höhen Spuren erratischer Erscheinung in Gestalt von lose liegenden und lehmumgebenen verschleppten Blöcken.

Ich halte wieder eine genaue Angabe der gemachten Strecke für zweckmässig, da dies am leichtesten spätere Controle und Ergänzung der Beobachtungen erlaubt.

Wir verfolgen die Radl-Strasse von Eibiswald her. Der (nördliche) Radlbach, welchen die Strasse oberhalb Baier fast senkrecht überquert, führt eine Menge krystallinischer Geschiebe von bis zu einem Meter betragendem Durchmesser. Später werden wir sehen, dass derselbe von einem erratischen Terrain herabkommt. Wir verlassen die Strasse an dem aus der Generalstabskarte zu ersehenden Wege, welche im Norden von St. Anton nach Westen auf die Höhe gegen Lorenzen führt. Der Graben im Norden von St. Antoni führt wenig krystallinische Geschiebe, welche in seinem weiteren Laufe oberhalb gar nicht mehr vorkommen. Am Ende des Grabens steht Kalkthonphyllit an, welcher in grauen Kalkstein mit Thonschieferhäutchen und vertheilten Eisenkies übergeht. Gegen Lorenzen zu folgt Thonschiefer bis knapp im Osten von diesem Orte der gleiche graue Kalkstein aufsitzt. (Im Murgraben südlich von Unter St. Kunigund am Posruck kommt ein ganz ähnlicher erzführender

Kalkstein vor.) Der Breitegrad von Lorenzen bildet ungefähr die Linie, längs welcher der Gneisszug der Koralpe mit dem Thon- und Glimmerschiefer des nördlichen Draugebirges in Berührung tritt.

Von St. Lorenzen stieg ich östlich vom Kamm hinab nach St. Oswald. Auf diesem Wege bemerkte ich ausser einem kleinen Blocke und einem ganz kleinen Geschiebe von Turmalingneiss, welche beide an der Strasse lagen, keine nicht an Ort und Stelle anstehenden Gesteine.

Im Südwesten von St. Oswald treffen wir an der Strasse wieder die uns bekannte Lehmablagerung mit den Blöcken. Dieselben bestehen hauptsächlich aus schieferigen Gneissvarietäten, doch kommen auch viele Blöcke und Geschiebe von Turmalingneiss mit etwas Granat vor. Dr. Rolle hat an dieser Stelle tertiäres Conglomerat verzeichnet entsprechend seiner Auffassung der Blöcke des Radlzuges, von welcher wir später sprechen werden.

Nach seiner Aufnahmskarte und meiner Auslegung an Ort und Stelle deckt die Ablagerung den sich nach Südost erstreckenden Höhenrücken. In Sturs Karte, welche in diesem Theile nach der Rolle'schen Aufnahme verfasst ist, erscheint dieses Vorkommen als Tertiärschichten von Eibiswald eingetragen. In der Umgebung steht gelbgrauer, schieferiger, glimmerreicher Gneiss an.

Zu erwähnen ist hier auch eine nach West-Nord-West streichende Einlagerung von Eklogit mit stellenweisen, dichtgehäuften Ausscheidungen lichtgrüner Stengel, welche Herr Dr. Berwerth als Turmalin bestimmte.

Auf der Höhe im Osten des Krumbaches, südlich vom Lerchkogel, biegt die Strasse nach Nordwesten um. Wir finden auf dem weiteren Wege grosse und kleine Blöcke von Turmalingneiss, von dem einer den Turmalin nicht grossstengelig, sondern in kleinen Prismen durch die ganze Masse gleichmässig vertheilt zeigt (wie ein Theil des Gneisses bei St. Maria). Ich konnte den Turmalingneiss in der Umgebung nicht anstehend wahrnehmen, sondern traf nur wohlunterschiedenen schieferigen Gneiss; derselbe zeigt weiter im Norden Uebergänge von Eklogit und bald tritt dieser selbst mit seinen Turmalinstengeln wieder auf.

Nach Rolle's Karte verqueren wir hier wieder die schon früher erwähnte Einlagerung dieser Felsart. Vor der Ortschaft Krumbach traf ich noch einen Block von Turmalingneiss, welcher unsern Weg auch von hier weiter nach Kreuzbach in losen Blöcken begleitet. Namentlich häufig sind diese Blöcke oberhalb Kreuzbach an dem durch herausragende Felspartieen aufgeschlossenen steinigen Gehänge. Es stehen hier nur plattige und schieferige graue Gneisse an.

Ganz dieselben Blöcke finden wir wieder, wenn wir uns hinüber wenden zum Bauernhause „Zierma", im südwestlichen Theile des Ochsenwalds. Dort liegen mitunter sehr grosse Blöcke von theilweise granatführendem Turmalingneiss. Dieselben reichen hinüber bis nahe im Nordwesten von „Bauernzaun", wo sie so viel ich sah, keine Granaten enthalten.

An den erwähnten Punkten steht der gewöhnliche graue Gneiss an. Die Blöcke sind durch irgend eine Kraft an die Stellen bewegt worden, an welchen sie jetzt sich finden. Die Gegend von hier gegen

die Koralpe zu, kenne ich nicht. Vermuthlich reichen die Blöcke noch weiter nördlich und stammen von der Nähe der Koralpe her, sind also nicht weit gewandert. Die Gestalt der Kuppe, an welcher sie in dem von mir besuchten Theile des Ochsenwaldes liegen, ist sehr sanft gewölbt und zeigt die gewöhnliche Erosionsform leicht zerstörbaren Gneisses; der glimmerarme Quarz- und Feldspath-reiche Turmalingneiss ist aber ungemein hart und schwer verwitterbar (was aus der Schwierigkeit von den gewiss schon lange den Atmosphärilien exponirten Blöcken Fragmente loszuschlagen deutlich hervorgeht). Er müsste sich also, wenn er in der unmittelbaren Nähe anstünde, durch ein Heraustreten aus der übrigen Masse, durch schärfere und steilere Contouren verrathen; davon habe ich in dem ganzen wahrnehmbaren Bereiche nichts gesehen. Es wäre wohl noch die Möglichkeit gegeben, die Blöcke als Erosionsreste einer ehemals auflagernden Schichte von Turmalingneiss zu erklären. Da wir aber dasselbe Gestein in der bezeichnenden Lehmlage bei St. Oswald angetroffen und die, zudem von Blöcken begleitete, Verbindungslinie beider Punkte in das im Folgenden zu besprechende ausgezeichnete erratische Terrain hinüber führt, dürfte die Deutung der Blöcke als erratische gerechtfertigt erscheinen.

Die heutige Abdachung dieses Gebirgstheiles, die zur Eiszeit bereits in ihren wesentlichen Zügen vorgezeichnet war, ist eine solche, dass wir die Blöcke am Westflügel der Windischen Büheln nicht von hier aus ableiten dürfen. In der That existirt eine zweite Anhäufungsstelle von erratischen Blöcken, deren petrographische Zusammensetzung zum Theile eine so wesentlich andere ist, deren Lage so entschieden gegen eine Zusammenziehung mit den früher erörterten Blöcken des Tertiärlandes spricht, dass wir für dieselben einen gesonderten Weg annehmen müssen.

III. Die Blöcke des Radel-Remschnigg-Gebirges.

Wie wir gesehen haben, verlieren sich die Blöcke des Westrandes der Windischen Büheln gegen Süd-Ost und Süd. Schon in den Thälern der Pössnitz und der Pessnitz fehlen ihre Spuren, und auch jenseits dieser Thäler, in den Gräben und auf den Höhen des Posruckgebirges, mangeln die Anzeichen erratischer Phänomene.

Wenn man aber im Westen von Arnfels die Schlucht des Unterhaagbaches betritt, so gewahrt man bereits die auffallende Thatsache, dass derselbe in seinen Alluvien und unter den Bachgeröllen eine Menge von Geschieben aus Turmalingneiss enthält, welches Gestein in seinem Gebiete nicht ansteht. Höher oben in der Schlucht bemerkt man dann vereinzelte Blöcke desselben Gesteins Auf dem Kamme im Süden und weiter fort nach Osten nimmt man blos den Thonschiefer des Gebirges wahr. Ebenso ist der Kamm nach Westen bis St. Pongrazen frei von fremden Blöcken.

Am Nordfusse des Gebirges weiter im Westen wurde ich bei Bischofegg auf das Vorkommen von Findlingsblöcken aufmerksam. Dort lagen Tausende von Blöcken zum Baue einer Kirche bereit. Blaugrüner

Thonschiefer, wie er im nördlichen Draugebirge selbst heimisch, waltete vor. Daneben aber lagen zahlreiche Blöcke von Turmalingneiss, Granatgneiss und grauem Gneisse, wie sie jenem Gebirge fremd sind. Ich erfuhr, dass die Blöcke aus dem Graben des Oberhaagbaches stammen.

Am Eingange desselben ist tertiäres Conglomerat und weiterhin tertiärer Sandstein entblösst. Weiter südlich ist dann das Grundgebirge, blaugraue Thonschiefer, zu sehen. Ueber diesem folgt dort die erratische Ablagerung; Blöcke verschiedener Gneissarten blicken aus dem Gehänge heraus. Im Graben selbst sind die meisten entfernt, die noch übrigen im Vereine mit den zum Theile aus den Thalwänden losgebrochenen Thonschiefertrümmern zum Transporte aufgeschichtet.

Viel weniger beeinflusst von der Hand des Menschen sind ähnliche Vorkommen im Thal des Lateinbaches. Ich begann die Begehung nicht bei der Mündung in die Saggau, sondern kam von Eibiswald her über die Höhe, wo ich bereits bei einem Hause in aus „Löscher Holz" (Wald) stammenden „Klaubsteinen" (Lesesteine) erratische Blöcke erkannt hatte. Erst an der Stelle, wo der aus Süden kommende Lateinbach nach Nord-Ost umbiegt, betrat ich sein Gebiet.

Sehr auffallen muss dort zunächst, da man sich schon ziemlich weit im Innern des Gebirges befindet und das Gefälle des Baches nicht unbedeutend ist, eine ebene, breite Terrasse, welche der knapp unter dem linken Berghang fliessende Bach zu seiner Rechten gebildet hat. Der Bacheinschnitt lässt zu beiden Seiten die Natur dieser Terrasse erkennen.

Vielfach eckige Felstrümmer, grosse und kleine in unregelmässiger Mischung, stecken in lehmigem Bindemittel häufig so, dass ihr Längs-Durchmesser vertical steht. Turmalingneiss ist auch hier darunter. Besonders schön ist ein Aufschluss am linken Bachufer. Gegen 4 Meter hoch ist die geschilderte erratische Ablagerung entblösst; darunter steht festes, jedenfalls tertiäres Conglomerat an, welches der Bach eben benagt. Das Erratische überkleidet wohl das Gehänge noch bis zu grösserer Höhe.

Die hier gemachte Beobachtung dürfte nur so auszulegen sein: Das Querthal bestand bis zur Tiefe, wo gegenwärtig im Bache Conglomerat auftritt, zur Zeit, als ein Gletscher es mit Eis erfüllte. Gletscherschutt überdeckte das Gehänge und füllte das Thal bis mindestens zur Höhe der Terrasse aus. Später wählte der Bach sein Bett in dem erratischen Detritus und legte dadurch viele Blöcke blos.

Man findet dieselben in häufig sehr scharfkantigen Umrissen, sowohl weiter unterhalb, als besonders weiter im rückwärtigen Theile des Baches. Ich sah graugrünen, chloritischen Schiefer, welcher wahrscheinlich aus der Nähe stammt, dann Eklogit, verschiedene Gneissblöcke, von denen einer etwas Granat und viel Turmalin enthält und 380 Cm. Länge, 335 Cm. Breite und 170 Cm. Höhe misst. Wie mir ein alter Bauer sagte, gab es früher hier viele sehr grosse Blöcke, welche zersprengt und weggeschafft wurden.

Höher oben in dem Ursprungskessel des Baches erreichen die Blöcke enorme Dimensionen. Die Unterlage des Erratischen bildet hier am Ursprung des Baches tertiärer Sandstein. Die Blöcke liegen in einer geraden nach aufwärts gerichteten Linie am rechten Gehänge.

Der unterste besteht aus chloritischem Schiefer, dann folgt einer aus grauem Gneiss mit viel Granat und Turmalin, dann ein Block aus weissem, grobkrystallinischem, pegmatitähnlichem Gneiss mit Turmalin und etwas Granat. Dann folgt ein Riesenblock, an Grösse die elenden Bauernhäuser unten in der Schlucht übertreffend, welcher aus einem grobkrystallinischen, pegmatitähnlichen Gneiss mit regellos gelagertem weissen Glimmer, grossen Quarzknauern und grossen Feldspath-Krystallen besteht. Turmalin oder Granat nahm ich nicht wahr. Der nächste Block oberhalb besteht aus Eklogit. Eckige Geschiebe verschiedener Gesteinsarten liegen auf dem Wege.

Wir befinden uns hier unterhalb des Bauernhauses „Tumpl". Auf dem schmalen Kamm oberhalb desselben liegen wieder Blöcke von Turmalingneiss, grauem, wohlgeschichtetem Gneiss, Glimmerschiefer, auch kleine Geschiebe von grünlichem Thonschiefer.

Wir ergänzen diese Beobachtungen, wenn wir nach Osten auf den Kapunerkogel vorschreiten. Auf dem Südabhange, doch nicht weit unter der Höhe, beim Bauernhause „Kapuner", treffen wir einen schönen Aufschluss, welcher uns wieder den bekannten blockführenden Lehm entblösst. Glimmerschiefer, Thonschiefer und Gneisse herrschen in den Blöcken vor, welche, wie ein Blick längs der Berglehne abwärts lehrt, auch den Südabhang des Gebirges überdecken. Dr. Rolle zeichnete diese von ihm abweichend gedeutete Ablagerung bis hinab zum Drauthal ein, worin ich ihm in der beigegeben Karte folge, da ich den südlichen Abhang nicht näher kenne.

Betritt man wieder den Kamm und wendet man sich weiter nach Westen gegen den Radelpass, so geht man fortwährend an scharfeckigen, doch moos- und flechtenbewachsenen Blöcken aus Eklogit, weissen und gelblichen Gneissen und verschiedenen anderen Gesteinen vorüber, welche sich ganz ähnlich aus dem grünen Weideland abheben, wie dies mit den Erosionsresten des anstehenden Gesteins auf den Alpen-Weiden der Fall zu sein pflegt. Auf dem Radel aber zeigt der grosse Wechsel der Gesteinsarten in unmittelbar benachbarten Blöcken sofort, dass wir es hier mit einer ganz anderen Erscheinung zu thun haben. Besonders hervorzuheben ist, dass der Eklogit hier dieselben grünen Turmalinstengel in der gleichen Ausbildung enthält, wie sie im Anstehenden des Südtheiles der Koralpe vorkommen. An einem der Blöcke zeigten sich ausserdem noch Muscovittafeln.

Auch Dr. Rolle hat die Blöcke im Westen der Windischen Büheln, wie ich einer brieflichen Mittheilung entnehme, und die des Radels gesehen, sich aber nur über letztere öffentlich ausgesprochen[1]). Dr. Rolle meint, dass die Blöcke, welche er für bis 1 Klafter gross angibt, aus einem Conglomerate stammen, welches er anfangs für tertiär, später aber wegen der bedeutenden Höhe seines Vorkommens (nach Rolle 3000′ gegenüber der sonstigen grössten Höhe der Tertiärschichten von 2000′) für älterer Entstehung hielt. Wie ausgeführt, erreichen aber die Blöcke viel beträchtlichere Grösse und ist die Ablagerung, aus

[1]) Dr. Friedrich Rolle. Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Schwanberg, Windisch-Feistritz und Windisch-Gratz in Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857, pag. 5 u. pag. 15.

welcher sie stammen, kein Conglomerat, sondern eine ungeschichtete Lehmmasse. Dr. Rolle zeichnete diese Bildung, welche er bis in die Gegend von Mahrenberg am nördlichen Gehänge des Drauthales verfolgte, als Radelconglomerat ein. Dieselbe wurde später, Rolle's anfänglicher Meinung entsprechend, auf der Stur'schen Karte der Steiermark den Tertiärschichten von Eibiswald einverleibt.

Auch von den Schwanberger Alpen erwähnt Dr. Rolle ein „ganz ähnliches Conglomerat“ (Geol. Unters. pag. 15). Hier kommen in der That im Conglomerat grosse Blöcke vor; Dr. Rolle hatte die Güte, mir eine diesbezügliche Stelle aus seinem Tagebuche mitzutheilen, in welchem es heisst: „Krumbacher Strasse bei Eibiswald: Bei der Sensenschmiede ging ich zwischen Karritschbach und Krumbach die Fahrstrasse im West und Nord-West hinauf. Der Abhang beginnt mit anstehendem Conglomerat. Wo ich links Maritsch und die Ziegelei hatte, war an der Strasse ein grosser Block vom schönsten grossspäthigen Eklogit zu sehen, im Conglomerat eingeschlossen. Er wurde steinbruchmässig gebohrt und gewonnen.“

Dieses Vorkommen, unmittelbar am Hochgebirge, lässt sich durch das Herabstürzen von Blöcken aus der Uferwand in das Strand-Conglomerat ungezwungen erklären.

Die von St. Oswald erwähnte Ablagerung dagegen ist, wie erwähnt, ein ungeschichteter Lehm mit Blöcken.

Ausserdem führt Rolle noch vom Nordfusse des Bachers, von St. Johann ob Drautsch das gleiche Vorkommen, wie am Radel, an. (l. c. pag. 16.)

Gneisse sind dem nördlichen Theile des Radel-Remschnigg-Posruck-Gebirges fremd, Eklogit fehlt nach Stur's Karte dem ganzen Gebirge, mit Ausnahme einer kleinen Stelle am östlichen Ende. Thon-, Chlorit- und eingelagerte Hornblendeschiefer machen den Kern dieses Gebirges aus, welchem geringmächtige, steil aufgerichtete Tertiärschichten in einzelnen Schichten aufliegen. Von Gneiss tritt im Bereich meiner Karte nur ein kleiner Fleck südlich von Kappel zu Tage, während eine grössere Partie vom südöstlichen Ende derselben bis zur Drau aufgeschlossen ist.

Wenn wir dagegen die Gesteine der erratischen Blöcke vergleichen mit jenen der nahe gelegenen südöstlichen Abdachung der Koralpe springt die völlige Uebereinstimmung in die Augen. Gerade dieser Theil ist reich an Eklogit, welcher, wie erwähnt, auch die Turmalin-Stengel der erratischen Blöcke enthält.

Ebenso kehren an beiden Stellen die verschiedenen Gneissvarietäten in ganz gleicher Ausbildungsweise wieder. Wenn wir dazu die enorme Grösse der fremden Blöcke und die Uebereinstimmung der blockhältigen Lehmablagerung des „Kapuner“ mit der als glacial erkannten der Windischen Büheln rechnen, können wir kaum Anstand nehmen, auch die Blöcke des Radels als durch einen Koralpengletscher transportirt anzuerkennen. Dass auch nach der Südostseite der Koralpe ein Gletscher hinabfloss, haben uns schon die verschleppten Blöcke im Ochsenwalde, auf der Linie Steinach-Krumbach, und die Sedimente bei St. Oswald wahrscheinlich gemacht.

Auch in dem von der geraden Verbindungslinie Koralpe-Radel durchschrittenen Thale waren erratische Erscheinungen zu beobachten. Auf dem Fusswege im Osten der Strasse von Wies nach Eibiswald, beim Hause des „Masser", lagen nämlich Blöcke von Turmalingneiss, den gewöhnlichen erratischen ganz ähnlich, gemischt mit solchen aus Thonschiefer.

Man bezeichnete mir den in der Nähe befindlichen Wald des „Masser" als Fundort der Blöcke. Sehr auffallend ist der Thonschiefer, welchen ich weiter nördlich nicht anstehend kenne. Derselbe ist zwar auch den lehmumhüllten Blöcken des Radel beigemischt, dort aber leicht als durch das Eis aufgenommener Verwitterungsrest des Radelthonschiefers zu erklären. Möglicherweise wurden bei „Masser" Blöcke von verschiedenen Stellen zusammengetragen.

Bezüglich des Ursprunges der Blöcke des Radels ergibt sich also: Sie können von keiner anderen Gegend stammen, als von den Schwanberger Alpen. Würden sie vom Bacher gekommen sein, könnte Granit nicht fehlen. Andererseits stimmen die Gesteine mit denen der Südseite der Koralpe, wo zudem ebenfalls verschleppte Blöcke vorkommen. Aus der Beschreibung des Vorkommens geht, in ähnlicher Weise wie früher, hervor, dass jede andere Erklärung des Transportes, als durch Gletschereis, unstatthaft ist. Ganz besonders möchte ich darauf aufmerksam machen, dass die Möglichkeit vollständig ausgeschlossen ist, die Blöcke seien bei der (noch nach Absatz der Tertiärschichten fortdauernden) Aufrichtung des Radelgebirges mit emporgehoben worden. Dagegen spricht ihr Vorkommen im Thal des Lateinbaches, wo sie ungestört in ihrer Lehmumhüllung liegen, woraus der Bestand des Querthales schon zur Zeit des Blockabsatzes hervorgeht.

Die Blöcke des Radelgebirges, welche auch auf der höchsten Stelle des Gebirges, dem Kapunerkogel, in der Höhe von 1051 Meter über dem adriatischen Meere liegen, beweisen nun ferner eine überaus grosse Mächtigkeit des Gletschers, welcher sie nach ihrem Fundorte hinüber trug. Die von den Schwanberger Alpen nach Süd herabkommenden Blöcke passirten auf ihrer Fahrt die Niederung der Gegend von Eibiswald; diese bestand gewiss schon, denn die Denudation kann in dem weiten, wohlausgebildeten Thale der Saggau seit der Eiszeit keine bedeutende sein; hat sich ja sogar der enge Graben von Gündorf seither nicht vertieft, da der Bach jetzt noch beschäftigt ist, die Glacialsedimente hinwegzuräumen. Daraus ergibt sich, dass die Differenz zwischen dem Niveau der Eibiswalder Gegend und der Höhe des Kapunerkogels im Betrage von über 700 Meter die geringste Zahl ist, welche wir hier für das Maximum der Gletschermächtigkeit anzunehmen haben, da ja, wie schon früher erwähnt, die Blöcke nur auf die Höhe gelangen konnten, wenn die zwischen dem Ursprungsorte liegenden Thäler ausgefüllt waren. Dass gerade an der Andrangsstelle des Gletschers gegen den Radel eine so beträchtliche Blockanhäufung sich findet, erklärt sich durch den langen Aufenthalt, welchen das vorgelagerte Hinderniss dem Gletscher auferlegte. Es ist dies eine ausgezeichnete Stauungsmoräne, deren Natur früher behandelt wurde.

Wir haben uns also vorzustellen, dass seit Beginn der Eiszeit immer neue Eismassen ins Thal hinabdrängten, der Nachschub fort-

während den Verlust durch Abschmelzen überwog, so dass die Thäler allmälig erfüllt wurden, die Eismasse fortwährend an Mächtigkeit zunahm, bis eine von der Koralpe her zum Kamme des Radels sich neigende Eisbahn hergestellt war, auf welcher neue Gletscherströme mit Blöcken beladen hinüber glitten zu letzterem Gebirge. Sie quollen über den vielleicht ebenfalls noch tief unter Eis begrabenen Kamm desselben hinab, wie dies die Spuren auf der Südseite lehren. Man wird ähnliche Bildungen vielleicht weiterhin am Südrande des Drauthales finden, worauf die von Rolle mit seinem Radelconglomerat identificirte Ablagerung von St. Johann ob Drautsch hinweist. Das Radelconglomerat erwähnt Dr. Rolle ausserdem von Ober-Kappel (Geol. Unt. pag. 14), namentlich dem Pacherchnigg-Kogel, einem von mir nicht besuchten Punkte. Ich kann nicht entscheiden, ob wir es hier mit Gletscherschutt zu thun haben.

Merkwürdig ist noch die grosse Constanz in der Richtung des Gletschers. Warum wurden die Eismassen nicht schon vom Beginn ihres Abströmens an durch das nördliche Draugebirge abgelenkt, so dass sie sich nach Osten wandten und zwischen diesem Gebirge und den Windischen Büheln weiter zogen? Gewiss bestand die Einsenkung zwischen beiden schon damals. Diese Erscheinung steht nicht vereinzelt da. Die Alpen-Jura-Gletscher spiegeln sie in grossem Massstabe wieder. Hr. Oberbergrath v. Mojsisovics erwähnt[1]), dass die alten Gletscher des Pitzthales, des Oetzthales, des Zillerthales, des Ennsthales zur Zeit der grössten Vergletscherung des Landes selbstständig über niedrige Quersättel der nördlichen Kalkalpen hinwegsetzten und nicht den Linien der grössten Thaltiefen folgten. Diese Beobachtungen beweisen eine Ausfüllung der Vertiefungen durch stagnirendes Eis. Es ist nicht anzunehmen, dass der mächtige Koralpen-Radel-Gletscher an seiner Ostseite in der Niederung von Eibiswald durch eine steile Eiswand begrenzt wurde; vielmehr ist es wahrscheinlich, dass er sich in eine weiter nach Osten reichende, allmälig an Stärke abnehmende Eisbedeckung fortsetzte.

Fassen wir die Schlüsse aus den im ganzen Gebiete beobachteten Erscheinungen in ein Gesammtbild zusammen, so erblicken wir zur Zeit der grössten Mächtigkeit der Gletscher eine ausgedehnte Eismasse, unter welcher in dem ganzen vom Unterlaufe der Gletscher besetzten Bezirke auch nicht eine Bergeshöhe inselartig emporragt. Die Erkenntniss dieser grossartigen Vergletscherung macht den Mangel ähnlicher Blöcke in der Gegend zwischen der Sulm und der Kainach sehr auffallend.

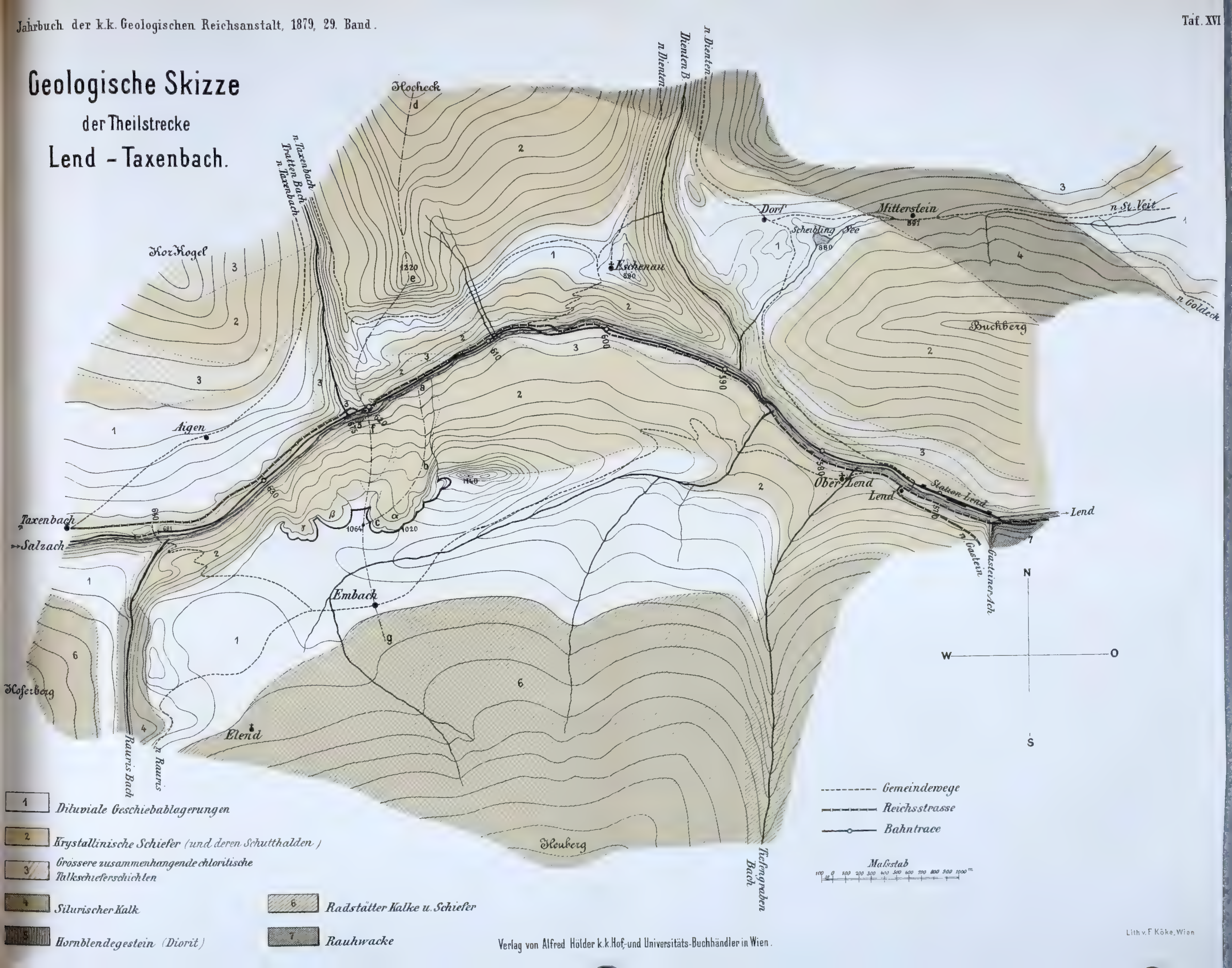
In Bezug auf die relative zeitliche Entfernung der Eiszeit bestätigen die mitgetheilten Beobachtungen die herrschende Anschauung. Während zur Zeit des Belvedere-Schotters das Niveau der meisten, die Richtung vieler Flussläufe sich ganz anders verhielten, als heutzutage, sehen wir zur Eiszeit in unserem Gebiete nicht nur die heutige orographische Beschaffenheit im Grossen, sondern sogar die kleineren Gräben des Tertiärlandes schon vorhanden. Wir müssen daraus schliessen,

---

[1]) Edmund Mojsisovics v. Mojsvár. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1878. Alfred Hölder. pag. 136.

dass die Eiszeit um ein beträchtliches Vielfache der Jetztwelt näher ist, als der Zeit des Belvedere-Schotters. —

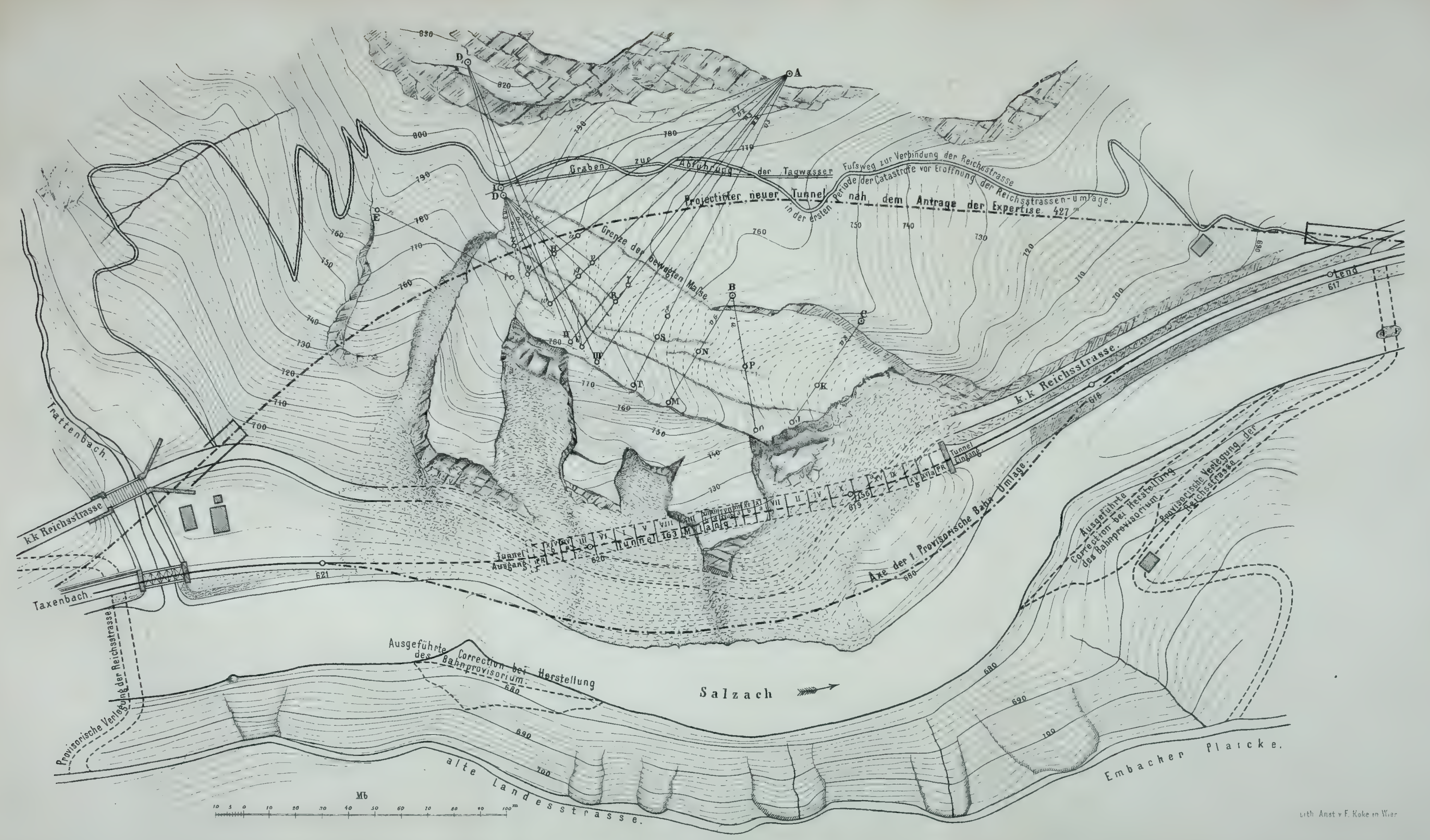
Auf der Spitze der Koralpe blickt man hinab in weite Erosions-Kessel, die alten Firnfelder. Am ausgedehntesten ist der der schwarzen Sulm mit ihren verschieden benannten Ursprungsbächen. Noch breiter ist der der Lassnitz in dem nördlicheren Theile des Gebirgszuges. Der dem Radel sich zuwendende Gletscher besass in seinen oberen Theilen kein einheitliches grosses Bett. Das während langer Zeit durch die Schluchten südöstlich der Koralpenspitze hinabfliessende Eis genügte zur Aufstauung der gewaltigen, den Radel überragenden Eismenge.


Geologische Skizze
der Theilstrecke
Lend - Taxenbach.
Hocheck
Kor Kogel
Aigen
Taxenbach
Salzach
Embach
Elend
Hoferberg
Heuberg
Eschenau
Dorf
Scheibling See
Mitterstein
n. St. Veit
n. Goldeck
Buchberg
Ober Lend
Lend
Station Lend
n. Gastein
Gasteiner Ach
n. Dienten
Dienten B.
n. Taxenbach
Tratten Bach
Rauris Bach
n. Rauris
Tiefengraben Bach
N
W
O
S
1 Diluviale Geschiebablagerungen
2 Krystallinische Schiefer (und deren Schutthalden)
3 Grössere zusammenhangende chloritische Talkschieferschichten
4 Silurischer Kalk
5 Hornblendegestein (Diorit)
6 Radstätter Kalke u. Schiefer
7 Rauhwacke
Gemeindewege
Reichsstrasse
Bahntrace
Maßstab
Verlag von Alfred Hölder k.k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in Wien.
Lith v. F. Köke, Wien



Situation von der durchtunnelten Gebirgsmasse

am 12. Juni 1875.



Verlag von Alfred Hölder k.k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in Wien



Verlag von **Alfred Hölder,** k. k. Hof- & Universitäts-Buchhändler in Wien
Rothenthurmstrasse 15.

Inhalt.

Unter der Presse.

1879. XXIX. Band.

JAHRBUCH DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Nr. 4. Oktober, November, December.

Druck von J. C. Fischer & Comp. Wien.

Ausgegeben am 31. December 1879.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



JAHRGANG 1879. XXIX. BAND.

NRO. 4. OCTOBER, NOVEMBER, DECEMBER.

Mit Tafel XVIII—XIX, XIXa und XX.



WIEN, 1879.

ALFRED HÖLDER

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER.

Rothenthurmstrasse 15.

Preis pro Band (4 Hefte): 8 fl. — Einzelne Hefte 2 fl. 50 kr. Oe. W.

29. Band. 1879. JAHRBUCH IV. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Die Mineralreichthümer Persiens.

Von Dr. Emil Tietze.

Vorwort.

Obgleich Gebiete, die uns näher liegen als Persien, in Bezug auf ihren Reichthum an nutzbaren Mineralproducten zur Zeit aus mancherlei Gründen noch einer rationellen Ausbeutung harren, so mag es doch von Interesse sein, eine Uebersicht über die betreffenden Vorkommnisse selbst eines so fern liegenden Reiches des Orients zu gewinnen, denn einmal haben durch die neuesten politischen Ereignisse die Berührungspunkte zwischen den europäischen Ländern und dem Orient sich wesentlich vermehrt, und dann haben sich in den letzten Jahren speciell zwischen Oesterreich und Persien die Beziehungen etwas lebhafter gestaltet.

Wenn nun auch jenes Interesse an den Mineralschätzen Iran's kein ganz actuelles ist und unter den gegenwärtigen Verhältnissen auch noch nicht sein kann, so lässt sich doch ein Zeitpunkt erhoffen, wo auch Persien in den Kreis der industriellen Bewegung gezogen werden und die Ausbeutung seiner Mineralproducte Gegenstand der Speculation sein wird. Jedenfalls muss eine gewisse übersichtliche Kenntniss der Montanproducte eines Landes der Ausbeutung derselben vorausgehen und deshalb halte ich eine Darlegung dieser Kenntniss in dem gegebenen Falle nicht für unnütz.

Ein Versuch zu derartiger zusammenfassender Darlegung, wie er beispielsweise für die Mineralschätze des russischen Turkestan neuerlichst von Muschketoff unternommen wurde, wurde bisher für Persien noch nicht durchgeführt. Deshalb bitte ich das hier mitzutheilende Elaborat, zu welchem ich mich nur durch meinen Aufenthalt in Persien einigermassen für berechtigt hielt, nachsichtig zu beurtheilen und es eben nur als ersten Versuch in dieser Richtung gelten zu lassen.

Es finden sich allerdings in der Literatur bereits vielfache Angaben über das Vorkommen nutzbarer Mineralien in Persien, allein diese Angaben sind sehr zerstreut und zum Theil in schwer zugänglichen oder seltenen Werken und Abhandlungen, zum Theil in rein touristischen oder ethnographischen Schilderungen enthalten, welche man sich auch nicht immer und überall in ihrer Gesammtheit verschaffen kann. Die Zusammenstellung der betreffenden Daten war

unter solchen Umständen einigermassen mühsam, und ich darf hoffen, durch dieselbe denjenigen Personen einen Dienst zu erweisen, welche sich etwa in Zukunft mit der Frage der Ausbeutung jener Mineralproducte beschäftigen wollen.

Wenn in Folge des Umstandes, dass mir für verschiedene Theile des Landes eigene Beobachtungen nicht zur Verfügung standen, der Werth dieses Aufsatzes zum Theil nur der einer vielleicht ziemlich sorgsamen Compilation ist, so wird der Leser anderntheils doch auch eine nicht unbeträchtliche Anzahl neuer Daten darin finden, welche unsere bisherigen Kenntnisse über das Vorkommen nutzbarer Mineralstoffe in Persien in mancher Beziehung vermehren und vielleicht auch das geologische Bild des Landes überhaupt in gewisser Hinsicht ergänzen werden.

Irgend welche Vollständigkeit der Angaben war selbstverständlich nicht zu erreichen, denn ich kann begreiflicher Weise keine Uebersicht aller derjenigen wahrscheinlich sehr zahlreichen Punkte geben, an welchen in Persien nutzbare Mineralien vorkommen, sondern ich muss mich begnügen, diejenigen Orte hervorzuheben, von welchen mir oder andern Reisenden, soweit mir deren Mittheilungen zugänglich waren, ein solches Vorkommen bekannt geworden ist. Aber auch in Bezug auf diese Orte selbst ist unsere Kunde häufig eine sehr dürftige, weil sich aus manchen Mittheilungen gar keine oder doch nur sehr unbestimmte Anhaltspunkte zur Beurtheilung der Natur der betreffenden Lagerstätten entnehmen lassen.

Auch was die Localitäten anbetrifft, die ich selbst gesehen habe, so wären, und dies gilt namentlich für gewisse Erzvorkommnisse, an manchen Stellen günstigere Aufschlüsse erforderlich gewesen, um ein sicheres Urtheil über deren Abbauwürdigkeit zu gestatten. Es wären Versuchsarbeiten wünschenswerth gewesen, wie sie eben nur der unternimmt, der ein unmittelbares Interesse an einer Capitalsanlage im Bergbau besitzt. Ob zu solchen Arbeiten zu rathen war in einem Lande, in welchem die Meisten nur den Vortheil des Augenblicks kennen, und in welchem der Ausgang eines Unternehmens oft nur von dem ersten Erfolge abhängt, das mögen Kenner orientalischer Zustände und speciell Kenner der persischen Verhältnisse entscheiden.

Wir ordnen in Folgendem die Besprechung der nutzbaren Mineralstoffe Persiens am zweckmässigsten nicht nach Provinzen oder Bezirken des Vorkommens, sondern nach diesen Stoffen selbst, weil uns dadurch die Möglichkeit geboten wird, die etwa sich ergebenden geologischen Beziehungen der betreffenden Vorkommnisse am besten hervortreten zu lassen.

Steinsalz.

Wir beginnen unsere Betrachtung mit demjenigen Mineralproduct, welches sonder Zweifel in den bedeutendsten Quantitätsverhältnissen auftritt, nämlich mit dem Steinsalz.

Das Steinsalz kommt in Persien in derartiger Menge vor, dass man damit nicht nur den Bedarf des Landes selbst, sondern mit Leichtigkeit auch den anderer Länder decken könnte, wenn die Exportverhältnisse lohnend wären.

Die persische Salzformation, welche ihrem Alter nach ungefähr der Salzformation unserer Karpathen gleichsteht, besteht aus meist bunten, oft rothen oder blauen Thonen, denen vielfach Schnüre oder Blätter von Gyps eingelagert sind, und zu denen stellenweise grell rothe Sandsteine und auch Conglomerate gehören. Diesem Schichtensysteme ist nun das Steinsalz untergeordnet, welches an manchen Punkten mächtige Felsen bildet, die gleich andern minder auflösbaren Gesteinen an die Oberfläche treten. In solchen Gebieten führen alle Bäche mit Salz gesättigtes Wasser. Trocknet im Sommer so ein Bach ein, dann bleibt ein von Salzniederschlägen weiss incrustirtes Bett zurück. Ging der Bach als Wasserfall über ein steiles Gehänge, dann hat man in der heissen Jahreszeit das Bild eines in Salz versteinerten Wasserfalles vor sich.

Die persische Salzformation schliesst sich in der Provinz Aserbeidschan eng an diejenige des russischen Armenien an, wo die Salzlager von Kagisman, Kulpi, Nachitschewan, Ordubad seit längerer Zeit bekannt sind. So kommt z. B. gegenüber Jaitschi auf persischem Boden bei Gerger ein mächtiger Salzstock vor. (Grewingk, die geognostischen und orographischen Verhältnisse des nördlichen Persien, Petersburg, 1853, pag. 34).

Wenn man aus dem Kaukasus kommend nach Persien reist, überschreitet man den Araxes bei Dschulfa. Die erste Strecke, die man dann auf persischem Boden zurücklegt zwischen Dschulfa und Eirandebil, befindet sich, namentlich was die Umgebung des Thales Deredüs anlangt, im Bereich der Salzformation. Es sind freilich nur dazu gehörige Gesteine und Salzquellen zu beobachten. Der Salzstock selbst tritt hier nicht zu Tage. Auch zwischen Marend und Sofian kommen hierher gehörige Thonbildungen mit Gypsen in grösserer Mächtigkeit vor. Der Gyps ist dort den Thonen stellenweise in Schnüren und vielfach in wasserhellen Tafeln eingelagert, welche letzteren den Berggehängen im Sonnenlichte ein eigenthümlich glitzerndes Aussehen verleihen und so dem Gepräge der Landschaft einen besonderen Zug beifügen.

Nach Abich treten in der Umgebung des Urmiahsees tertiäre Salzlager auf. Was diese Salzformation am Urmiahsee anbetrifft, so möchte ich spätere Reisende zunächst in rein geologischem Interesse bitten, das Verhältniss derselben zu jenen eigenthümlichen Conglomeratbildungen zu studiren, von denen uns M. Wagner in seiner Reise nach Persien und dem Lande der Kurden (Leipzig 1852, 2. Band, pag. 115, 132 und 137 berichtet hat. Wagner sah diese Conglomerate oberhalb Sauk-Bulak und bei Seïr auf der kurdischen Seite des Sees. Er verglich sie mit der Nagelfluh des Rigi und rechnete sie zur Molasse. Im Hinblick auf das Vorkommen von Conglomeraten in der Salzformation der caspischen Thore und auf das noch zu erwähnende Auftreten von mächtigen Conglomeraten unter der Salzformation des Talakhan könnten Analogien mit den Bildungen am Fuss der kurdischen Gebirge immerhin für eine dereinstige allgemeine Charakteristik der Formation von Bedeutung sein.

Das Salzlager, aus welchem die Bewohner von Täbris ihren Salzbedarf beziehen, befindet sich einer von mir eingezogenen Erkundigung gemäss bei Ueli westlich Sofian. Nach Czarnotta kommen im

Sahend Thone mit Gyps und Salzkrystallen vor. Nicolai v. Seidlitz (Rundreise um den Urmiasee in Persien, in Petermann's geogr. Mitth. 1858, pag. 227) besuchte mächtige Salzgebirgsstöcke, die am Adschitschai am Fusse des Sawalan-Gebirges gelegen sind. Ebenso besteht die Gegend um Ahar aus Thonmergeln, Thon und Gyps, die nach Grewingk (l. c. pag. 49) „zu der im Aserbeidschanplateau so weit verbreiteten tertiären Mergel- und Steinsalzformation" gehören.

Diese Formation erstreckt sich aber noch weiter nach Südosten. F. de Filippi (Note di un viaggio in Persia nel 1862, Milano 1865, pag. 186) constatirte ihr Vorkommen östlich vom Kaflankuh bei Sertschem. Er sah dort horizontale Schichten röthlich grauen Mergels, in welchen bisweilen Lager erhärteten Mergels eingeschaltet sind und in welchen auch vielfach Gypskrystalle vorkommen. Die betreffenden Hügel erinnerten ihn sehr an diejenigen, welche er im Thalgebiet des Araxes gesehen hatte und welche dort zur Salzformation von Nachitschewan gehören. Die Abhänge jener Hügel fand ich von Erosionsfurchen ausnehmend stark zerrissen, was einen landschaftlich sehr eigenthümlichen Typus der kahlen Gegend zur Folge hat.

In der persischen Abtheilung der Wiener Weltausstellung von 1873 (siehe den Specialcatalog dieser Ausstellung, pag. 110) sah man Proben von weissem krystallisirten Steinsalz aus Dorkend bei Sendschan.

Auch bei Maman, eine Tagreise nördlich des durch seine giftigen Zecken berüchtigten Mianeh, in der Gegend des Kisil Usen, ist ein Salzlager bekannt. Wie ich erfuhr, kann man nach Maman von Teheran aus gelangen, ohne Mianeh zu berühren, wenn man hinter Sendschan sich rechts hält und über Zukhrein, Armaganabad, Taschbulak, Akkend und Aram die Reise einschlägt. Gleich hinter Aram sollen sich dann die Salzminen befinden.

Was diesem Punkt bei Maman eine besondere Bedeutung verleiht, ist das Vorkommen von Kali-Salzen, über welche uns Goebel (Bull. de l'acad. de St. Pétersb. 1866, pag. 1) berichtet hat. „Das Steinsalz", sagt Goebel, „ist hier in Begleitung von mächtigen Gypslagern, die als förmliche kleine Bergzüge auftreten, sowie von gelblichen Kalkmergeln und bunten Thonen muldenförmig dem Supranummulitenkalk Abich's eingelagert, der seinerseits wiederum dem Südwestabhange eines SO.-NW. streichenden Höhenzuges chocoladenfarbener und violettgrauer, porphyrartiger Trachyte sich anschliesst, von welchen er gehoben und durchbrochen worden ist. Dieser Höhenzug gehört zur Kette des Kafilankuh, welche dem Talyschinischen und Ghilanischen Küstengebirge parallel das Hochland von der Provinz Irak Adjemi in NO. begrenzt."

Man wird vielleicht, wie ich mir nicht versagen kann nebenbei hervorzuheben, in dem Auftreten jenes Trachytzuges eine Analogie zu der von mir in den Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges (Jahrb. der geol. R.-A. 1877) zuerst hervorgehobenen Thatsache finden, dass der Südrand des persisch caspischen Küstengebirges von Trachytzügen begleitet ist, welche auf diesem Gebirge parallelen Spalten emporgestiegen sind.

Das Salz ist übrigens nach Goebel bei Maman wenig verworfen und fast horizontal gelagert.

Die Kali-Salze treten hier, wie an andern Punkten, wo solche bekannt sind, in der obersten Schicht des ganzen Salzlagers auf, und zwar in Form von rothen Knollen, welche sich als Carnallit (KCl + $2\,Mg\,Cl$) + $12\,HO$. erwiesen. Die Goebel'sche Idee, dass Algen oder Spongien zur Bildung dieser Knollen Veranlassung gegeben hätten, ist von Fritzsche widerlegt worden (remarques à l'occasion de la notice de M. Goebel et sur les causes de la couleur rouge de quelques sels naturels, bull. ac. Petersb. 1866, pag 56—64). Interessant ist aber die Auffindung eines anderen Salzes, dem Goebel die Formel $KOSO_3$, $2\,MgOSO_3$, $3\,Ca\,SO_3 + 3\,HO$ gegeben hat und welches er Mamanit nennt. Dieses Mineral füllt zum Theile die Zwischenräume zwischen den Carnallit-Knollen aus oder bildet rindenartige Ueberzüge auf denselben.

Im Ganzen scheint das Vorkommen von Maman mehr Aehnlichkeit mit dem von Stassfurt als mit dem von Kalusz zu besitzen, wenn man die uns bekannten Kalisalzvorkommen in Vergleich ziehen will. Wer die hohe Bedeutung des Vorkommens solcher Salze würdigt, deren Verwerthung in Stassfurt eine der blühendsten Industrien Deutschlands hervorrief, der wird wohl zugestehen, dass hier in Maman dereinst ein werthvoller Schatz zu heben sein wird. Die Möglichkeit des Auffindens anderer derartiger Vorkommnisse in Persien ist kaum zu bezweifeln.

Ob die Gypse, welche ich im Kaflankuh in der Nähe des sogenannten Jungfernschlosses (Kale i Dokhter) bemerkte, zur Fortsetzung der betreffenden Salzformation gehören, will ich jetzt nicht entscheiden.

Doch scheint sich die Salzformation von der Gegend von Maman aus den Sefidrud thalabwärts entlang zu erstrecken. Nach Grewingk (l. c. pag. 86) wird nämlich bei Altünkusch am Nordabhange des Bulkuskuh ein Steinsalzlager abgebaut.

Hier wären wahrscheinlich auch die rothen Thone von Khalkhal zu erwähnen, von denen Alexander Chodzko (Le Ghilan ou les marais caspiens, descr. hist. et géogr. Paris, 1850, pag. 56), spricht, indem er sagt, dass der Sefidrud, nachdem er die Kette der caspischen Berge ihrer Breite nach durchbrochen und die Hügel von rothem Thon bei Khalkhal verlassen habe, sich in der Nähe der Brücke von Mendschil mit dem Schahrud vereinige.

Ich habe schon in früheren Publicationen hervorgehoben, dass mir von dem Auftreten der persisch-armenischen Salzformation auf der caspischen Seite des nördlichen Randgebirges von Persien nichts bekannt ist. Ich will aber nicht unterlassen, zu erwähnen, dass an gewissen Punkten, nämlich im westlichen Theile des Alburs die Gebilde der Salzformation mehr in das Innere der eigentlichen Gebirgsregion hineinzureichen scheinen als anderwärts.

Wenigstens kommen nach Grewingk (l. c. pag. 92) beim Dorfe Masra am Schahrud oberhalb Mendschil Steinsalzlager vor. Ich selbst sah auf dem Wege von Kaswin nach Mendschil beim Herabsteigen vom Charsanpasse, kurz ehe ich den Schahrud erreichte, einige intensiv roth gefärbte Hügel, deren Gesteine vielleicht hieher gehören und die Fortsetzung der rothen Thone von Khalkhal im Thale des Sefidrud sein mögen. Doch hatte ich dort zur näheren Untersuchung des Gegen-

standes keine Zeit. Noch weiter den Schahrud aufwärts im Gebiete des Talakhan traf ich rothe und grüne Mergel. Ich sah dieselben, als ich von Hif kommend, die Labrador- und Augitporphyre bei Ibrahimabad passirt hatte und in der Gegend von Feschendek in das Thal des Talakhan niederstieg. Diese Mergel waren auf beiden Seiten des Thales zu beobachten bis $2^1/_2$ Farsach aufwärts Feschendek, bis in die Nähe des Dorfes Guran. Gyps ist in Schnüren und Tafeln vielfach den Mergeln untergeordnet. Auch Salzquellen treten im Gebiete derselben hervor. Im Liegenden dieser Schichten findet sich eine mächtige Conglomeratbildung mit eisenschüssigem Bindemittel. Die Gehängefärbung des Conglomerats ist ebenfalls ganz roth.

Das Verhältniss der Conglomerate zu den Mergeln wurde mir klar bei einer Excursion, die ich von Guran aus südlich in das Gebirge machte. Guran ist ein kleines Dorf am linken Ufer des Talakhan und schrägüber vom Dorfe Sibischkhone gelegen. Gleich bei Guran erheben sich ungeheure Massen diluvialen Schotters zu mächtigen Terrassen. Dergleichen Terrassen bemerkt man überhaupt in jener Gegend an vielen Stellen längs des Talakhanthales. Man schreitet über diese Diluvialbildung bei Guran aufwärts bis zu dem Dorfe Giliar, welches auf der Höhe der betreffenden Terrasse am linken Rande eines kleinen Seitenthales des Talakhan gelegen ist. Die Schotter- oder Schutterrassen zeichnen sich durch braune Gehängefärbung aus und unterscheiden sich schon dadurch, abgesehen von ihrer charakteristischen äusseren Gestalt, leicht von den anders gefärbten Gebirgsgliedern der Umgebung. Durch Erosionsfurchen werden die Terrassen aufgerissen, und ist eine solche Furche tief genug, so kommt das darunter liegende ältere Gestein am Grunde der Furche zum Vorschein. Dies ist auch zwischen Guran und Giliar der Fall, wo man in dieser Weise kleinere Partieen grünlichen Mergels als Basis der Terrasse bemerken kann. Oberhalb Giliar trifft man dann aber das eisenschüssige Conglomerat, welches ziemlich fest verkittete Elemente besitzt. Weiter aufwärts im Gebirge beobachtet man dann gelblichgraue Kalke und Dolomite, die wohl einer mesozoischen Formation angehören, die ich aber vorläufig nicht mit Sicherheit horizontiren kann.

Ob die betreffenden Conglomerate eocän sind, oder ob sie, wie mir viel wahrscheinlicher, eine Art mitteltertiärer Nagelfluh darstellen, bleibt vor der Hand dahin gestellt. Im letzteren Falle würde das eine Analogie mit den Verhältnissen der altmiocänen Salzformation in Ost-Galizien abgeben, da wir die bunten Mergel des Talakhangebietes wohl der tertiären Salzformation zurechnen müssen. Eine gewisse Aehnlichkeit, welche diese Mergel im äussern Habitus mit den Keupermergeln bei Tübingen oder Stuttgart besitzen, fiel mir sehr auf. Es haben aber, wie es scheint, in allen Epochen die physikalischen Bedingungen, welche den Absatz von Gyps oder Salz hervorriefen, einen bestimmten, sich gleich bleibenden Typus auch der thonigen Bildungen dieser Formation bedingt. Sind ja doch auch die paläozoischen Salzlager der Salt Range in Indien von ganz ähnlichen Gesteinen begleitet, als es die der persischen tertiären Salzformation sind.

Da das Längenthal des Schahrud, zu dem der Talakhan gehört, in gewissem Sinne nur eine Fortsetzung der Terraindepression ist, welche

durch das Thal des Sefidrud bei Altünkusch bezeichnet erscheint, so stehen die Vorkommnisse der Salzformation im Talakhan und bei Masra im Zusammenhange mit denen von Altünkusch und Maman.

Vom tektonischen Standpunkt ist dieses Auftreten der Salzformation im Gebiet des Schahrud und Talakhan deshalb von Interesse, weil sie sich dort in der Region der Gebirgsaufrichtung und nicht, wie dies sonst gewöhnlich, in einer randlichen Stellung zum Gebirge befindet. Immer aber ist festzuhalten, dass die betreffende Gegend, wenn auch nicht in Rücksicht auf die Wasserläufe, so doch in Rücksicht auf die Breite des Gebirges noch zu dessen südlicher Hälfte gehört.

Es gewinnt den Anschein, als wäre dieser Theil des Albursgebirges in seiner langsamen Erhebung hinter andern Theilen der Kette etwas zurückgeblieben, als hätten hier die Gewässer, welche die Salzformation absetzten, in Busen und Buchten tiefer ins Innere jenes Festlandes eingreifen können, welches, wie ich an anderer Stelle nachgewiesen zu haben glaube, zur Tertiärzeit ungefähr an der Stelle des heutigen Alburs bestand.

Schon in meinen Bemerkungen über die Bildung von Querthälern (Jahrb. der geol. R.-A. 1878, pag. 604) hatte ich übrigens Gelegenheit gehabt, diese eigenthümlichen Verhältnisse im Flussgebiet des Sefidrud zu berühren.

Am Südrande des Albursgebirges ist die miocäne Salzformation allenthalben verbreitet. Es sind auch hier bunte, namentlich rothe, seltener grünliche, bläuliche oder gelbliche Thone und Mergel, denen Gypse und Salzstöcke untergeordnet sind. Auch Conglomerate kommen ganz local vor. Aus solchen Conglomeraten dürften die Stücke von Oldred-Sandstein und Augit- oder Labradorporphyrgesteinen stammen, welche ich von Osten kommend am Eingang in das Hügelgebiet der sogenannten caspischen Thore von Kischlak aus, noch vor der in einer breiten flachen Thalerweiterung gelegenen Ruine Gurdkale herumliegen sah. Hier in diesem östlichen Theil jenes Hügelgebietes fand ich auch in einer kleinen Schlucht nicht weit vom Wege einen Pectiniten in einer anstehenden Gesteinsbank.

Dieses Vorgebirge des Alburs zwischen Aiwane Keif und Kischlak ist zum grössten Theil aus Gesteinen der Salzformation zusammengesetzt.

Der Salzstock ist dort an mehreren Stellen in grosser Mächtigkeit entblösst, das Salz von grauer Farbe. Eine sehr bequem zugängliche derartige Entblössung sah ich etwa in der Mitte des Gebirges zwischen den genannten beiden Orten dicht an der Nordseite des Weges und von letzterem nur durch einen ziemlich trockenen Bach getrennt. Ein anderer Punkt, den ich nicht selbst besuchte, an welchem jedoch etwas Salz gebrochen werden soll, dürfte mehr in der Nähe von Aiwane Keif, jedoch nicht unmittelbar an der Karavanenstrasse gelegen sein. Ein ziemlich hoher, ausgetrockneter, durch Salzincrustationen bezeichneter, versteinerter Wasserfall bleibt dem Reisenden, der von Aiwane Keif kommt, rechter Hand liegen. Ein kleiner Bach, der von Gurdkale kommend gegen Kischlak zu fliesst, enthält eine ziemlich stark gesättigte natürliche Soole.

Auch den Südrand oder namentlich den Südwestrand der in Rede stehenden Hügelgruppe gegen die Ebene zu, jenseits welcher sich zunächst relativ niedrige trachytische Höhenzüge (Kuh i Kaleng etc.) erheben, hatte ich Gelegenheit zu sehen. Dieser südliche Theil der Hügelgruppe der caspischen Thore heisst Kuh i Makretsch.

Der westliche Vorsprung des Kuh i Makretsch beim Dorfe Hassanabad, welches schon am Rande der Ebene von Weramin gelegen ist, heisst Kuh i getsch (Gypsberg), offenbar wegen der grossen Menge des sowohl in weissen Felsen daselbst anstehenden, als in Krystallblättern dort überall zerstreuten Gypses. Die weiter östlich gelegene höchste Erhebung des Kuh i Makretsch heisst Kuh i nemek (Salzberg). Ob sich nun die oben erwähnten Steinsalzlager bis zu diesem Kuh i nemek erstrecken, bleibe dahin gestellt. Jedenfalls besteht dieser Berg merkwürdiger Weise grossentheils aus hellfarbigen Kalken, in denen ich leider Versteinerungen nicht auffand, und die keinesfalls direct zur Salzformation gehören, wenn sie auch irgend ein tertiäres Schichtenglied vorstellen mögen. Vielleicht ist es eine eocäne Gesteinsinsel, wofür mehr der äussere Habitus der Kalke zu sprechen scheint, vielleicht aber haben wir es dort mit Schichten zu thun, die noch jünger sind, als die Salzformationen, wofür die Aufeinanderfolge der Gesteinsglieder vom Alburs her sprechen könnte.

Die Verbindung des Kuh i getsch mit dem Kuh i nemek wird durch ein von vielen und oft tiefen Auswaschungsfurchen durchzogenes Hügelterrain gebildet, dessen geologischer Hauptbestandtheil zerreiblicher, grüner, aber rothverwitternder Sandstein, offenbar ziemlich jungen Alters ist. Dieser Sandstein ist jedenfalls in seinem Vorkommen ganz auf den Rand des von der Salzformation eingenommenen Gebietes beschränkt.

Ehe man die Region dieses Sandsteins am Wege vom Kuh i getsch nach dem Kuh i nemek passirt hat, was wegen der vielen Erosionsschluchten, von denen gesprochen wurde, mit einiger Unbequemlichkeit verbunden ist, erreicht man einen Salzfluss, der sich in der einem breiten Längsthal gleichenden Wüste zwischen dem Kuh i Makretsch und dem Kuh i Kaleng, östlich von dem kleinen Dorfe Hessarguli (dem nach Osten zu äussersten bewohnten Punkte der Weraminer Gegend) verliert. Von diesem Salzfluss und einem vom Kuh i nemek kommenden salzigen kleinen Zuflusse desselben dürfte dieser Berg seinen Namen haben. Am linken Ufer des kleinen, vom Kuh i nemek kommenden Baches befinden sich auch einige kalte Schwefelquellen.

Da schwer vorauszusetzen ist, dass die genannten Salzflüsse ihr Salz aus dem Kalke des Kuh i nemek beziehen, so mag wohl auf der Nordseite dieses Berges etwas Haselgebirge anstehen. Jedenfalls wäre, sollte einmal Jemand eine specielle Darstellung des gewiss interessanten Hügelgebietes bei den caspischen Thoren versuchen wollen, den Verhältnissen am Kuh i nemek besondere Aufmerksamkeit zuzuwenden.

Am Kuh i getsch kommen auch einige dünne Lagen von Mergeln vor, welche kleine in Brauneisen verwandelte Versteinerungen, namentlich Gastropoden enthalten. Die letzteren zeigen den Typus von Schlierpetrefakten.

Die paläontologischen Anhaltspunkte zur Bestimmung des genaueren Alters der Salzformation sind sonst selten. Leider konnte ich auch nirgends, weder im Hügelgebiete der caspischen Thore, noch anderwärts eine Spur der versteinerungsreichen Schioschichten nachweisen, wie sie am Siakuh vorkommen, und wie sie neuerlichst von Herrn Th. Fuchs (Ueber die von Dr. E. Tietze aus Persien mitgebrachten Tertiärversteinerungen, 41. Bd. der Denkschr. der math.-naturw. Cl. der kais. Akad. der Wissensch. Wien 1879) paläontologisch beschrieben wurden. Wenn auch diese Schichten zweifellos älter sind als die Salzformation, so wäre doch ein unmittelbares Nebeneinandervorkommen beider Bildungen von Interesse gewesen, da sich daraus genauere Vorstellungen über die Reihenfolge der tertiären Bildungen des persischen Hochlandes und insbesondere über die liegenderen Abtheilungen der Salzformation hätten ableiten lassen. So mehren sich die der Lösung harrenden Fragen der persischen Geologie in dem Masse, als unsere Kenntniss der letzteren um einige Schritte vorwärts rückt.

Für die Bildungen, welche das wahrscheinliche unmittelbare Hangende der Salzformation der caspischen Thore vorstellen, liessen sich dagegen leichter einige Thatsachen feststellen. Von den losen Sandsteinen zwischen dem Kuh i getsch und dem Kuh i nemek wurde schon geredet. Dazu kommt noch, dass der Kuh i getsch gegen Hassanabad und gegen die Wüste zu von niedrigeren Hügeln umgeben wird, welche aus völlig losem gelben Sande bestehen, dem nur selten etwas fester concretionirte Partien untergeordnet sind. In diesen Sanden finden sich ziemlich zahlreich grosse Austernschalen. Der Sand erweist sich dadurch als eine marine Tertiärbildung, die wahrscheinlich dem Alter nach unserem Leythalkalk entspricht. Als ich später in Galizien, z. B. bei Lemberg, die dort ziemlich bedeutend entwickelten marinen Sande der oberen Mediterranstufe sah, da wurde ich unwillkürlich an jene persischen Bildungen erinnert.

Diese marinen Sande am Fusse des Kuh i getsch liefern, nebenbei bemerkt, ganz augenscheinlich einen grossen Theil des Materials zu dem Flugsand der Dünen, welche sich östlich von Hesar Guli im Wüstenplateau befinden und dort auf eine ziemliche Erstreckung den Charakter der Salzsteppe verwischen und in den einer Sandwüste verwandeln, wovon man sich auf dem Wege von Weramin über Hesar Guli nach dem Siakuh überzeugt.

Zum Schluss dieser Besprechung der Verhältnisse des durch seinen Salzreichthum ausgezeichneten Hügellandes der caspischen Thore möchte ich noch der Wahrheit gemäss beifügen, dass ich in der Gegend des Kuh i getsch einige Male nördliches Schichtenfallen mit schwacher Neigung bemerkt habe. Doch blieben die betreffenden Beobachtungen zu vereinzelt, um daraus irgend welchen allgemeinen Schluss zu ziehen.

Gehen wir weiter.

Nach Grewingk (l. c. pag. 111) würden auch etwas mehr östlich, bei Deh i nemek (Salzdorf) nämlich, Salzminen vorkommen. Er schreibt: „Bei Deh i nemek sind alle Wässer salzig, der Boden voller Ausblühungen und werden in den benachbarten Bergen die weissen Stellen als Steinsalzminen bezeichnet.“ In wie weit diese Angabe zuverlässig ist, will ich nicht entscheiden. Ich will nur bemerken,

dass die Gehängefärbung der Berge bei Deh i nemek eine ganz andere ist, als sie sonst den Bergen der Salzformation zukommt. Leider konnte ich nähere Untersuchungen über jene weisslichen Stellen, die auch ich von der Ebene aus im Vorüberreiten bemerkte, nicht anstellen. Vielleicht sind es nur Salzefflorescenzen, wie sie in Persien auf manchen Gesteinen zu finden sind. Dass die Wässer bei Deh i nemek alle salzig sind, ist richtig, aber das findet seine Erklärung in dem Umstand, dass wir uns hier unmittelbar am Rande der grossen Salzsteppe befinden.

Dagegen kommen noch weiter östlich bei Lasghird ganz sicher die Bildungen der tertiären Salzformation vor.

Dieses Terrain, welches eine Vorstufe niedriger Hügel am Fusse des Alburs bildet, besteht ebenfalls aus Mergeln, die sich durch rothe, grün- und gelbbraune Gehängefärbungen auszeichnen. Die rothen Mergel dürften hier im Ganzen betrachtet, mehr dem Liegenden als dem Hangenden der betreffenden Bildung angehören, weil sie mehr nordwärts gegen das Gebirge zu auftreten. In der Mitte dieses Hügelgebietes fliesst, wie ich zur näheren Orientirung angebe, ein Bach, auf dessen rechter Thalseite sich in der Nähe des Karawanenweges eine kleine Ruine befindet und dessen Bett und Ufer durch viele Salzausblühungen ausgezeichnet sind.

Die Hauptmasse dieses Hügelgebietes befindet sich gleich westlich von Lasghird und erstreckt sich bis Abdullabad auf dem Wege nach Deh i nemek. Eine Reihe niedriger Hügel, von denen mit Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann, dass sie ebenfalls Gesteine der Salzformation bergen, zieht sich südlich von Lasghird hin, das schon in einer Ebene gelegen ist, wenn man von dem künstlichen Hügel absieht, an und auf welchem das genannte Dorf in ganz eigenthümlicher Weise erbaut ist. Westlich von diesem Orte steht jene Hügelreihe durch eine Art von Querriegel mit der Hauptmasse der Vorhügel des Alburs in Verbindung, deren Zusammensetzung wir soeben besprachen.

Dass in diesem Gebiete bereits complicirtere Schichtstörungen vorkommen, beweist gleich der etwas höhere, spitz geformte Hügel, an dessen Südwestfusse Abdullabad liegt. Etwas östlich von diesem Orte sieht man nämlich, wie die durch verschiedene Färbungen deutlich unterschiedenen Schichten dieses Hügels in einem spitzen Winkel geknickt sind, dessen Scheitel gegen das Gebirge zu und dessen Oeffnung südwärts gegen das Plateau gerichtet ist. Namentlich wenn man aus der Richtung von Lasghird her kommt, springt dieses Verhältniss sehr in die Augen. Sollte sich dasselbe einst als ein nicht blos ganz locales, sondern etwas allgemeiner verbreitetes herausstellen, dann würde es auf eigenthümliche Ueberschiebungen am Südrande des Alburs hinweisen und eine gewisse tektonische Bedeutung gewinnen. Vorläufig begnügen wir uns mit der Constatirung dieser einen Thatsache.

Noch weiter östlich in dem Vorgebirge des Alburs zwischen Semnan und Kusche in den sogenannten Ahuwanpässen kommen zwischen Tschaschkoran und Ahuwan ebenfalls rothe und grüne Mergel vor, die aber dort nicht allein, sondern im Vereine mit anderen Gesteinen verschiedenen Alters das Gebirge zusammensetzen.

Zwar nicht in einer fortlaufenden ununterbrochenen Zone, aber doch sporadisch immer wieder auftretend, zieht sich in dieser Weise die Salzformation am ganzen Südrande des Alburs hin.

Bei Nischapur befinden sich sogar Salzminen, die seit längerer Zeit ausgebeutet werden. Sie waren zur Zeit Conolly's (journey overland to North India, London, 1834) um 300 Tomans (à 10 Francs) jährlich verpachtet. Das betreffende Steinsalzlager ist oberflächlich entblösst. Nach den älteren Angaben lieferte es 6—18 Zoll mächtig den Bearbeitern ein schönes weisses Salz. Diese Angabe der Mächtigkeit kann indessen nicht völlig zutreffend sein, denn sie steht im gänzlichen Widerspruch mit einer Angabe Khanykoff's, welcher diesen Salzlagern die Mächtigkeit von 150 Metern zuspricht. Vielleicht auch klärt sich der betreffende Widerspruch dadurch auf, dass die 6 bis 18 Zoll mächtigen Lagen nur die selteneren Schichten ganz reinen, weissen Salzes sind, da nach Khanykoff das Salz der betreffenden Localität dunkel und undurchsichtig sein soll.

Die betreffenden Salzbergwerke liegen in der Nähe der berühmten Türkisminen von Nischapur bei dem Dorfe Maadan.

Khanykoff (mémoire sur la partie méridionale de l'Asie centrale, Paris, 1862, pag. 93) schreibt darüber: „Wir verliessen das Dorf Maadan, um die Steinsalzminen zu untersuchen. Sie befinden sich anderthalb Stunden von Maadan entfernt in den letzten Vorbergen der Hauptkette. Die Steinsalzschicht, welche zur Zeit unseres Besuches blosgelegt und ausgebeutet wurde, hat eine Mächtigkeit von 150 Metern. Sie befindet sich ziemlich nahe der Bodenoberfläche und ist ziemlich homogen, indem sie nur von dünnen Lagen gewöhnlichen Thones durchzogen ist. Das Salz dieser Mine stellt eine compacte Zusammenhäufung sehr kleiner Krystalle vor, wodurch schon Stücke von einem Decimeter Dicke fast undurchsichtig erschienen. Die Arbeiter bearbeiten diesen Salzstock mit dem Hammer, wozu sie eine monotone Weise singen. Das Salz wird nach Nischapur in kleinen Blöcken oder in Säcken in pulverförmigem Zustande gebracht. Ein kleines Rinnsal salzigen Wassers entspringt hier im Gebirge, um sich in der Ebene zu verlieren."

Nach Fraser (narrative of a journey into Chorassan, pag. 342) kommen bunte Sandsteine mit rothen Mergeln, welche Gyps und Steinsalz einschliessen, am ganzen Nordrande der Salzwüste von Schahrud bis Herat vor, woraus zu schliessen ist, dass auch in den südlichen Vorhügeln des Paropamisus ähnliche geologische Verhältnisse herrschen, wie südlich vom Alburs.

Die salzhaltigen Mergelschiefer, welche Bunge (Petermann's Mitth. 1860, pag. 213) aus der Gegend von Tebes erwähnt, gehören wahrscheinlich zu den hier besprochenen Bildungen.

Wenden wir nun den Blick auf die Gegend südlich vom Alburs, so scheint zunächst im System des Karaghangebirges die Salzformation eine ziemliche Ausdehnung zu gewinnen, wenn ich auch glaube, dass die Hauptmasse jenes Gebirgssystemes wenigstens in seinen grösseren Erhebungen aus älteren Gesteinen als denen der Salzformation besteht. Ein zu diesem Gebirge gehöriger Berg heisst Nemek Kuh, der Salzberg. Ich selbst hatte in Teheran Gelegenheit, grosse

wasserhelle Steinsalzwürfel bei dem seit dieser Zeit verstorbenen Arzte, Herrn Schlimmer, zu sehen, welche aus der Landschaft Karaghan stammen sollten. Eine geologische Untersuchung jener Gegend ist noch nie ausgeführt worden. Ich habe schon an anderer Stelle, in den Bemerkungen über die Tektonik des Alburs, auf die Nothwendigkeit einer solchen hingewiesen.

Auch an manchen Punkten der Gegend zwischen Teheran und Kum ist die Salzformation verbreitet. So z. B. beobachtet man blaue Thone mit zahlreichen hellen Gypsblättchen bei Sijan zwischen Kenarigird und Haus i Sultan. In dieser Gegend tritt auch eine Verquickung dieser Formation mit Trachyttuffen ein, die gegen Haus i Sultan zu eine grössere Entwicklung erlangen. Aehnliche Verhältnisse herrschen zwischen Pasengan und Sinsin südlich von Kum. Fünf Farsach westlich von Kum soll sich ein grösseres Salzlager befinden.

Im südlichen, südöstlichen und südwestlichen Persien sind augenscheinlich grosse Strecken von Gebilden der betreffenden Formation bedeckt. Diese Gebilde scheinen dort einen Habitus zu besitzen, der dem der gleichartigen Schichten im Norden Persiens sehr ähnlich ist, denn Blanford, dessen Beobachtungen hauptsächlich das südliche Persien betreffen, sagt (Eastern Persia an account of the journeys of the Persian boundary commission, vol. II zoology and geology, London 1876, bei Macmillan and Co., pag. 462): dass bunte Thone, häufig von rother Farbe, an ihrer Zusammensetzung Theil nehmen. Er spricht auch nicht minder von der oftmaligen Verknüpfung dieser Formationen mit vulkanischen, doleritischen oder trachytischen Gesteinen, was an die soeben erwähnten Verhältnisse zwischen Teheran und Kum erinnert.

Loftus hat in seiner gypsiferous series alle Gebilde über den Nummulitenkalken Persiens begriffen. Deshalb könnte diese Schichtenreihe principiell einen viel weiteren Begriff repräsentiren, als die eigentliche Salzformation, doch scheint sie in der Hauptsache derselben zu entsprechen und die Angaben des englischen Reisenden genügen daher wenigstens im Allgemeinen, ein Bild von der Verbreitung der uns hier interessirenden Tertiärschichten zu erhalten. Danach würden die letzteren den ganzen Südwestrand der persischen Bodenanschwellung oft in ziemlicher Breite begleiten. Der nordwestliche kurdische Theil der Zagroskette erscheint auf beiden Flanken von Gesteinen der Salzformation umgeben, sowohl am Abfall dieser Ketten gegen Mosul zu, als auf der andern Seite, am Urumiasee. Das ist ein Umstand, der wohl verdient, berücksichtigt zu werden, wenn man sich einmal über die Tektonik der Zagroskette wird Rechenschaft geben wollen, doch ist vorläufig unsere Kenntniss jener Gebirge leider noch viel lückenhafter, als diejenige Nord-Persiens.

Ueber eigentliche Salzlager in der betreffenden Formation finden sich bei Loftus (quat. journ. 1855) übrigens keine näheren Angaben. Doch ist östlich von Schiras bei Gumbuz in der Gegend zwischen Darab und Madawan seit längerer Zeit ein Salzberg bekannt, dessen Steinsalz, in Tafeln geschnitten, in den Handel kommt. Ritter (Erdkunde, 8. Theil, Berlin 1838, pag. 764) meint, es sei derselbe Salzberg, den schon der arabische Schriftsteller Ebn Haukal bei Darabgerd nennt

und in welchem weisses, schwarzes, gelbes und grünes Salz vorkommen sollte.

Nach Fraser kennt man auch Steinsalz am Berge Kharum im Norden der Stadt Yezd. Doch würde dieser Punkt eher im Zusammenhange mit der Salzformation südlich vom Alburs, als mit der südpersischen Salzformation gedacht werden müssen.

Nach Heude (voyage up the Persian Golf and a journey overland from India to England, London, 1813) findet sich Salz auch am Berge Dillo im Verein mit Schwefel und Erdöl. Der betreffende Berg liegt zwischen Kifri und Sulimanieh am Westfuss der kurdischen, persisch-türkischen Grenzgebirge.

Auch an einigen Stellen an der südpersischen Küste, wie bei Ras Bostanah, südwestlich von Linga, treten, wie Blanford versichert (l. c. pag. 462, vergl. auch die Anmerkung) wenigstens die zur Salzformation gehörigen Gesteine auf.

Endlich glaubt Blanford, dass die südpersische Salzformation auf allen oder doch beinahe auf allen Eilanden des persischen Golfs vorkomme. Steinsalz sei wenigstens auf Ormus, Larak und Kischm bekannt.

Uebrigens liegen über die Inseln des persischen Golfs bereits verschiedene Angaben vor. Schon Tavernier, ein Reisender des 17. Jahrhunderts (voyages en Turquie, en Perse et aux Indes, édition entièrement refondue et corrigée par Breton, Paris, 1810, 3. Band, pag. 140) schildert die Insel Ormus als gänzlich von schneeweissem Salz bedeckt und spricht von einem schwarzen, glänzenden Sande, der daselbst vorkommt und von den Portugiesen ihrer Zeit als Streusand benützt wurde.

Nicaise hat uns dann über die Salzlager der Insel Ormus eine kurze genauere Mittheilung gemacht (Notices géologiques sur quelques points visités par la frégate l'Artémise pendant son voyage autour du monde, bull. de la soc. géol. Paris, 1851, pag. 233). Dieser Mittheilung zufolge erscheint als ältestes Gestein der Insel ein Serpentin, auf welchem Dolomite und dann Gypse liegen. Ueber dem Gyps folgt Steinsalz in wechselnder Mächtigkeit von 10—50 Meter. Die Salzfelsen bilden spitze Berggipfel, welche man schon aus der Ferne wahrnimmt. Oft erscheint das Salz von einer thonigen, rothen Erde bedeckt.

Spätere Nachrichten über die Salzlager von Ormus und von andern Inseln des Golfs erhielten wir dann durch Carter in seinem ersten report on geological specimens from the Persian Gulf collected bei Constable (journal of the asiatic soc. of Bengal, Calcutta, 1859, pag. 41). Danach besteht die Insel Ormus aus einer Ebene von Salzfelsen, die sich etwa 50 Fuss über dem Seespiegel erhebt. Mit dem Salz kommt eine rothe Erde vor. Ueber der Ebene erheben sich weissliche Gipfel bis zu 700 Fuss Höhe, die aus einem grünlich weissen zersetzten Diorit bestehen sollen, in welchem Knollen von Pyrit vorkommen und der ganz mit Salz imprägnirt ist.

Auf der Insel Kischm, 12 englische Meilen von der Ortschaft Bassadore entfernt, befinden sich die sogenannten Salzhöhlen, und auch die kleinen Inseln Gross- und Klein-Tombs, Polior Nobflure und Surree beherbergen etwas Salz nach Carter.

So viel wäre vorläufig über das Vorkommen wirklicher Salzlager oder über das Vorkommen der diese Salzlager einschliessenden Tertiärformation in Persien zu sagen. Es ist wahrscheinlich, dass an vielen Punkten im Bereich dieser Formation, wenn das Bedürfniss dazu zwänge, noch andere Salzstöcke als die bekannten erbohrt werden könnten. Wenigstens sind bei uns in Europa die Punkte, wo das Salz in anstehenden Felsen zu Tage tritt, wie bei Cardona in Spanien, so selten im Vergleich zu denen, wo das Salz erst durch bergmännische Thätigkeit erschlossen werden muss, dass die ausgesprochene Vermuthung ihre volle Berechtigung hat.

Andere Salze.

(Wüstensalze, Borax, Salpeter, Alaun.)

Abgesehen von dem Steinsalz erscheinen Salzverbindungen auch in anderer Weise in Persien weit verbreitet.

Ich erinnere zunächst an die Salzausblühungen, welche fast überall im persischen Hochlande, namentlich aber in den sogenannten Salzwüsten den Boden bedecken oder in demselben vertheilt sind. Ich habe mich über das Auftreten derselben in meinem Aufsatz: „Zur Theorie der Entstehung der Salzsteppen (Jahrb. der geol. R.-A. 1877, 4. Heft) etwas ausführlicher ausgesprochen, und habe ich hier um so weniger nöthig, länger darauf einzugehen, als eine Nutzbarmachung der betreffenden Salze in grösserem Umfange kaum in Aussicht steht.

Unter den Objecten bei der Wiener Weltausstellung (siehe Specialcatalog der persischen Ausstellung, Wien, 1873, pag. 110) figurirte auch eine Probe von Wüstensalz, welches 2 Farsach von Kum entfernt gefunden worden war und welches ein Gemisch von Koch- und Bittersalz vorstellte.

Nach Schlimmer (terminologie, pag. 273) besteht ein Theil des Wüstensalzes aus schwefelsaurem Natron, welches gewonnen und benützt wird. Schwefelsaure Magnesia (Bittersalz) besitzt in Persien in den Ausblühungen des Bodens und in den Wasseradern, von denen dieser Boden ausgelaugt wird, eine sehr grosse Verbreitung.

Auch das Salz der in Persien auftretenden Salzseen wäre hier kurz zu erwähnen. In der Nähe von Gertschin Kaleh am Urumiahsee erblickt man nach M. Wagner (l. c. 2. Bd., pag. 169) am flachen Theile des Seeufers ein weites Bassin, in welches die Eingeborenen Seewasser leiten und verdunsten lassen. Das wäre also eine ähnliche Art der Salzgewinnung, wie man sie an manchen europäischen Küsten (z. B. bei Agosta in Sicilien) sehen kann. Das so gewonnene Salz dient übrigens nur zum localen Verbrauch in der Nähe des Gewinnungsortes. Als Handelsartikel, schreibt Wagner, wird es selten exportirt, was in einem so salzreichen Lande wie Persien begreiflich ist. Da das Salz des Urumiahsees schwefelsaure Magnesia und Chlormagnesium in ziemlicher Menge beigemischt enthält, so ist das gewonnene Product keineswegs als reines Kochsalz zu bezeichnen.

Nach Khanikoff (partie méridionale de l'Asie centrale l. c. pag. 88) kommt in den Kuhmischbergen im District von Sebzewar Borax vor.

Wichtiger ist das Auftreten von Salpeter, der in Persien eine grössere Verbreitung besitzt. Polak nennt in dem von ihm redigirten Specialcatalog der persischen Ausstellung (l. c. pag. 111) den Reichthum Persiens an Salpeter „immens". Bei jener Ausstellung war nativer Salpeter von Sendschan und nativer Salpeter von Kum vertreten.

Dies sind aber keineswegs die einzigen Fundorte jener Substanz in Persien. Von grossem Interesse in Bezug auf das Vorkommen von Salpeter in diesem Lande ist die Mittheilung des Herrn Staatsrathes Abich, die derselbe an meinen am 20. Februar 1877 gehaltenen Vortrag über das persische Plateau anschloss (Verhandl. der geol. R.-A. 1877, pag. 64).

Abich besuchte bei seiner Anwesenheit der Gegend von Urmia einen Toprach dagh genannten Hügel in der Nähe des Dorfes Digala. Er erfuhr, dass der ausgezeichnet reine grosskrystallinische Salpeter, der auf dem Bazar von Urmia verkäuflich ist, in einer Salpetersiederei in Urmia erzeugt werde, die ihr Material vom Toprach dagh bezog. Dieser letztere stellte sich nun nach genauer Untersuchung als ein uralter Begräbnissplatz heraus. Es wurden zweifellose Beweise gefunden, dass hier Leichenverbrennungen stattgehabt haben, sowie dass auch Beisetzungen ohne Leichenverbrennung daselbst stattfanden. Die Reichhaltigkeit des Erdreiches, aus dem der Hügel bestand, an Stickstoffverbindungen fand auf diese Weise eine natürliche Erklärung.

Aus der Unterhaltung mit Mitgliedern der amerikanischen Mission in Urmia erfuhr Abich, dass derartige zur Salpetererzeugung geeignete Hügel und Oertlichkeiten in Aserbeidschan keineswegs zu den Seltenheiten gehören, dass dergleichen Erden namentlich auf dem Wege von Urmia nach Teheran anzutreffen seien, und dass von der persischen Militärverwaltung zur Deckung der Salpeterbedürfnisse für Pulverbereitung solche Vorkommnisse wie die vom Toprach dagh bei Digala periodisch benützt wurden.

Auch Alaun ist in Persien vielfach verbreitet. Polak führte in seinem oben citirten Catalog der persischen Ausstellung violetten Alaun aus der Gegend von Sendschan auf.

Oestlich von dem Steinsalzlager, am Nordabhange des Bulkuskuh, wird nach Grewingk (l. c. pag. 86) Alaun gewonnen.

Auf der Rückkehr von Alamut nach Mendschil besuchte Monteith (Ritter, 8. Bd., pag. 592 und 593) die Alaunminen bei dem Dorfe Surdar, die damals einen reichen Gewinn abwarfen. Es existirten 8 Gruben, welche beständig und sorgfältig bearbeitet wurden und einen jährlichen Pacht von 2000 Toman (20.000 Franken) an die Regierung zahlten.

Ein Vorkommen von Alaun sah ich selbst bei Tasch zwischen Schahrud und Asterabad. Ich werde später bei Besprechung des dortigen Schwefelvorkommens die betreffende Localität zu beschreiben Gelegenheit haben.

Endlich will ich noch des Auftretens von Alaun im Siakuh in der Salzwüste südöstlich Teheran gedenken. Dasselbe befindet sich am Südabhange dieses Gebirges. Hat man von Norden kommend den sogenannten Gudar i Schah oder Königspass überstiegen, so erblickt man überall hellfarbene Gesteine der Trachytfamilie. Dieselben sind

meist stark zersetzt. Diesen zersetzten Trachyten gehört dort der Alaun an. Wendet man sich, nachdem man vom Königspass herabgestiegen ist und sich im Bereich der südlichen Vorhügel des Gebirges befindet, etwas links, das heisst östlich, so trifft man auf einen Punkt, wo ein ziemlich tiefes Loch zur Gewinnung des betreffenden Materials in der Form eines unregelmässigen schrägen Stollens in das Gebirge eingehöhlt worden ist.

Gyps.

Im Anschluss an das Vorkommen von Steinsalz mag auch das Vorkommen von Gyps besprochen werden. Ich erwähne hier nicht mehr die Punkte des Auftretens der tertiären Salzformation, welche überall mit Gypsen in Verbindung steht, sei es, dass dieses Fossil in Form von marienglasartigen Blättern in den Mergeln liegt, sei es, dass es die betreffenden Gesteine in Schnüren durchschwärmt oder in Form mächtiger Lager ausgeschieden erscheint, wie letzteres z. B. am Kuh i getsch (Gypsberg) am Südwestrande der zu den caspischen Thoren gehörigen Hügelgruppe der Fall ist.

Ich nenne nur gewisse andere Vorkommnisse von dieser Felsart, welche einer viel älteren geologischen Epoche angehören, als der Tertiärzeit. Bereits in meinen Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges (Jahrb. der geol. R.-A. 1877, pag. 385) habe ich auf das Auftreten von Gypsen hingewiesen, die ihrer stratigraphischen Stellung nach etwa zwischen den Schichten der paläozoischen und den wahrscheinlichen Aequivalenten der Triasgruppe eingereiht werden dürfen, und welche demgemäss einigermassen altersverwandt sind den älteren Salzlagerstätten Europas.

Mit nicht geringem Interesse lese ich auch in Muschketoff's richesses minérales du Turkestan russe (Paris 1878, pag. 19), dass in Turkestan, nämlich auf dem Pamirplateau, gesonderte, nicht mit der jüngeren Salzformation in Beziehung stehende Gypse der Triasformation angehören sollen. Das Pamirplateau liegt freilich von Persien etwas weit ab, so dass zu weit getriebene Vergleiche gefährlich werden können, und die einzigen mesozoischen Gypslager in Turkestan, die ich persönlich zu sehen Gelegenheit hatte, die von Krasnowodsk nämlich, zeigen, wie ich in meinem kleinen diesbezüglichen Bericht (Jahrb. der geolog. Reichs-Anst. 1877, pag. 5) betonte, eine Vergesellschaftung mit ganz anderen Gesteinen, als sie in Persien in der Nähe der Gypslager vorkommen, allein es mag im Hinblick auf jene triadischen Gypse vom Pamir immerhin bemerkenswerth sein, dass nicht blos in Europa, sondern auch in Asien das Ende der paläozoischen und der Anfang der mesozoischen Epoche so vielfach Gelegenheit zur Bildung von Gypslagern gegeben haben.

Die zu besprechende Gypsformation Persiens ist mir vorläufig nur im Albursgebirge bekannt. Ich sah sie zuerst im Gebiet des Dschedscherudflusses, und zwar als ich den Igel-rud, welcher bei dem Dorfe Uschon in den Dschedscherud mündet, bis nahe an seine Quellen bei Ahar verfolgte, wo derselbe Fluss Rud i Ahar genannt wird. Hier sieht man gleich oberhalb des Dorfes auf der nördlichen Thalseite eine Reihe blendend weisser Felskuppen, die aus einem weissen zuckerkörnigen Gyps be-

stehen. Dann übersteigt man das Querjoch, welches hier zwischen Ahar und Scharistanek die Gebirgsmasse des Schemiran mit den nördlich dieser Kette vorliegenden Gebirgsmassen verbindet und gleichzeitig die Wasserscheide zwischen den Flussgebieten des Dschedscherud und des Keretsch bildet. Gegen die Höhe des Passes zu verlor ich den Gyps aus den Augen. Sein Vorkommen ist eben allem Anschein zufolge kein fortlaufend regelmässiges. An dem Bergabhange nördlich vom Dorfe Scharistanek aber beobachtet man dann wieder den Gyps, der hier allerdings nicht mehr so orographisch deutlich hervortritt wie bei Ahar, aber immer noch im Streichen der Gypskuppen von Ahar sich befindet. Er steht hier in Verbindung mit einem violett oder röthlich gefärbten Sandstein, welcher letztere indessen von geringerer Mächtigkeit zu sein scheint. Dieser Sandstein hat wohlgemerkt mit dem von mir seiner Zeit beschriebenen „alten rothen Sandstein“ des Alburs nichts zu thun und lässt sich auch petrographisch leicht davon unterscheiden.

Nach einer Mittheilung Herrn Dr. Polak's an mich erheben sich mächtige schneeweisse Gypsfelsen zwischen Amameh und Aftscheh nordöstlich von Teheran. Auch diese Felsen müssen zur älteren Gypsformation des Alburs gehören, denn ihre Position liegt gänzlich ausserhalb des Bereichs der tertiären Salzformation.

Ein anderer Punkt, an welchem Gyps wahrscheinlich in grösseren Massen vorkommt, befindet sich auf der Nordseite des Kendewan-(Kendemun-) Passes, welcher die Flussgebiete des nach Norden fliessenden Tschalus und des südwärts gehenden Keretsch oder genauer seines Quellflusses Lowra scheidet, die Hauptwasserscheide an der sogenannten Gasteigerstrasse. Wenn man vom Tschalusthale aus gegen den Kendewan aufsteigt und an dem Berge Siobische (Schwarzbusch) vorübergekommen ist, so halten bis in die Gegend der ersten am Nordfusse des Kendewan gelegenen elenden Karawanserai die am Siobische entwickelten Gesteine der kohlenführenden Liasformation an. Dann trifft man auf einen Wechsel dunkler Kalke und Schiefer und grünlicher Tuffsandsteine, welche ich zu den „grünen Schichten des Alburs“ rechne. Die letzteren halten dann bis zur Passhöhe an. Ihr Streichen geht im Allgemeinen nach Stunde 8, ihr Fallen ist nordöstlich. Auf der Südseite des Passes treten dann im Liegenden der grünen Schichten wieder die dunklen Kalke und Schiefer in geschlossenen Massen auf. Auf der Südseite des Passes, an der Grenze der beiden Formationen sah ich an der Strasse freilich den Gyps nicht, was damit zusammenhängen kann, dass das Vorkommen des betreffenden Gypses eben kein continuirliches ist, wohl aber sah ich solchen Gyps auf der Nordseite des Passes in der Region, von der gesagt wurde, dass ein Wechsel der grünen Schichten mit den dunklen Kalken und Schiefern stattfinde. Hier sieht man oberhalb der höher gelegenen zweiten, etwas solider gebauten Karawanserai in einem Seitenthale (beim Aufsteigen links) bedeutende schneeweisse Gypsfelsen. Eine nähere Untersuchung dieser Localität nahm ich jedoch nicht vor.

Ist man vom Kendewan herabgestiegen in's Lowrathal, so steht noch oberhalb des ersten Dorfes, welches man auf diesem Wege antrifft (Namens Gertschiser), ein diabasartiger Grünstein in mächtigen

Felswänden an. Die Aufschlüsse davon sind namentlich deutlich oberhalb der Brücke, welche direct oberhalb des Dorfes vom linken auf's rechte Ufer des Baches führt. Diese Diabase stehen hier wie anderwärts im westlichen Alburs in inniger Verbindung mit den zum Theil tuffartigen „grünen Schichten". Die letzteren sind wieder deutlich zu beobachten bei der Thalerweiterung unterhalb Gertschiser, dort wo rcchts ein Seitenbach in's Lowrathal mündet. Sie haben dort ein nördliches, bezüglich nordöstliches Einfallen, wie dies in diesem Theil des Alburs und auch anderwärts in diesem Gebirge die gewöhnliche Fallrichtung ist. Weiter thalabwärts werden sie ähnlich wie am Kendewan von schwarzen Kalken unterteuft. Beim Dorfe Gertschiser selbst beobachtet man, namentlich am rechten Flussufer, mächtige Conglomerate mit vielen grünen Gesteinsstücken, die hier mit den grünen Schichten verbunden zu sein scheinen. Ausserdem aber ist ein Theil des Gehänges an der rechten Thalseite des Gertschiser intensiv rosenroth gefärbt, was von dem Vorkommen eines röthlichen Gypses herrührt. Ob ein breiter hellweisser Streifen, der am linken Thalgehänge sichtbar wird, ebenfalls einer Gypsbank entspricht, konnte ich nicht ermitteln, da mir jene Thalseite unzugänglich war.

Hier bei Gertschiser könnte es fast scheinen, als ob der Gyps dem System „der grünen Schichten", vielleicht sogar deren hangenderen Theilen angehöre, indessen schienen mir die Lagerungsverhältnisse nicht ganz klar und jedenfalls war mein Aufenthalt hier zu kurz, um festzustellen, ob nicht der Aufbruch des Gypses an dieser Stelle mit einer Verwerfung oder sonstigen Störung zusammenfällt, in Folge deren der ältere Gyps in's scheinbare Hangende eines grossen Theils der „grünen Schichten" gebracht wurde. Solche Störungen wären schon denkbar. Vielleicht hängt mit denselben auch das Auftreten einer Thermalquelle zusammen, die hier auf der rechten Thalseite zum Vorschein kommt.

Etwas weiter westlich ist mir ein Vorkommen von schneeweissem Gyps im oberen Talakhan-Gebiet zwischen Dschowistan und Getterde bekannt geworden. Ich habe dasselbe bereits in den Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges (l. c. pag. 397 [23]) zu erwähnen Gelegenheit gehabt. Dieses Vorkommen hält sich wieder genau an der Formationsgrenze zwischen den grünen Schichten und den dunklen Kalken und Schiefern und scheint ausserdem nicht so unregelmässig stockförmig wie die Gypse von Ahar, Scharistanek u. s. w. aufzutreten, sondern sich mit zwar geringerer, aber dafür auf grössere Erstreckung sich annähernd gleichbleibender Mächtigkeit fortzusetzen.

Sehr wahrscheinlich gehören hierher auch die Gypse bei Miran im Alamudgebiet, von denen Grewingk (l. c. pag. 95) gesprochen hat. Er sagt, „dass von der Quelle des Alamud über einen Ausläufer des Alamudkammes, vielleicht des Kuh Selembar nach Miran zu, am Südabhange dieses Kammes Andesite auftreten, denen Stücke von Diabasporphyr eingebacken sind, dass in grösserer Höhe, sowie an den steilen Gipfeln des Bergrückens die aus jenen Andesiten angeblich entstandenen Tuffe herrschen, „auf welche am anderen, nördlichen Abhange des Bergrückens wieder die unversehrten Andesite der Südseite folgen. Sie erheben sich auch an den Quellen des Menser vor dem

Dorfe Miran und treten unter und zwischen ihnen Gypsfelsen hervor, die bis Miran sogar einen Theil des Nebengebirges bilden und überhaupt zwischen Germarud und Miran häufig bemerkt werden."

Es geht allerdings aus der überdies nicht ganz klaren und wahrscheinlich unvollständigen, weil nicht auf Autopsie beruhenden Darstellung bei Grewingk nicht hervor, dass den Gypsfelsen von Miran dieselbe Stellung im Schichtensystem des Alburs zukommt, wie den Gypsen, die wir vordem besprochen haben, allein es kann doch in keiner Weise vorausgesetzt werden, dass die miocäne Salzformation mit ihren Gypsen so tief und so weit nördlich in das Albursgebirge eindringe, wie der von Grewingk beschriebene Punkt augenscheinlich liegt, man wird es also wohl mit der älteren Gypsformation des Alburs zu thun haben. Auch die Art, wie der Gyps von Miran in grösseren, anscheinend von einander isolirten, aber doch zu einer Zone gehörigen Felsen auftritt, scheint eine Analogie zu dem Vorkommen von Ahar zu bieten.

Das Vorkommen von Gyps und Salzquellen zwischen Masra und Dikin mag ein, wie Grewingk meint, dem Vorkommen von Gyps bei Miran analoges sein. Ich habe dasselbe nicht besucht. Hier wäre ich indessen sehr geneigt, die Möglichkeit festzuhalten, dass wir es mit einer Partie der miocänen Salzformation zu thun hätten, denn dieser Punkt liegt schon ziemlich nahe dem Südrande des Gebirges und das Auftreten von Salzquellen, von denen mir bei den älteren Gypsen des Alburs sonst nichts bekannt ist, könnte sehr wohl die Anwesenheit der tertiären Salzformation verrathen.

Auf der Westseite des Demavend bei Jolu, einem Dorfe, welches am Wege von Kudschur in Masenderan über Warahosul nach Ask gelegen ist, treten nach Grewingk (l. c. pag. 99) „schroffe weisse Gypsfelsen wie bei Miran auf". Dieselben sollen sich in der Nähe eines zersetzten porphyrartigen Trachyts, „der auch Mandelsteinstructur annimmt", befinden. In diesem Vorkommen, glaube ich, dürfen wir wieder mit grosser Wahrscheinlichkeit den älteren Gyps des Alburs erblicken. Spätere Untersuchungen in jener Gegend werden wohl auch den Nachweis für die Existenz der mächtigen Formationen erbringen, zwischen welchen, wie wir sahen, dieser Gyps sonst eingeschaltet erscheint. Dann wird sich auch zeigen, ob jene Trachyte mit Mandelsteinstructur nicht stellenweise mit den Diabasmandelsteinen verwechselt wurden, die an andern Orten den älteren Formationen des Alburs untergeordnet sind und die namentlich mit den von mir für triadisch gehaltenen „grünen Schichten" vielfach verquickt sind.

Auch im östlichen Alburs sah ich noch an einer Stelle einen ähnlichen älteren Gyps. Derselbe steht am Nordabhange des Gebirges unterhalb des Passes Kusluk am Wege von Schahrud über Tasch nach Asterabad an. Der Punkt befindet sich etwa in der Mitte zwischen dem Passe Kusluk und der schon ziemlich am Fusse des Gebirges gelegenen Localität Germabdescht. Kommt man aus der Richtung von Asterabad, so folgt der Weg bei der nächsten Flussgabelung dem von links einmündenden schwächeren Bache, dessen Thal sich seinerseits eine kurze Strecke weiter oben ebenfalls gabelt, bei welcher letzteren Gabelung der steilere Anstieg auf das Gebirge beginnt. Hier herrscht

überall ein dunkler, dichter Kalk, den ich für paläozoisch halte. Etwa in der Mitte zwischen Germabdescht und der noch unterhalb der gleichnamigen Passhöhe gelegenen Quelle Kusluk trifft man auf einen hellgrauen Kalk und dann auf eine kleine Partie stark zersetzter diabasartiger Trappgesteine mit röthlich eisenschüssigen Verwitterungsflächen. Frischere Brocken dieses Eruptivgesteins erlangt man sehr schwer, so dass ich nicht entscheiden konnte, ob dieser Trapp eine nähere verwandtschaftliche Beziehung zu den häufig mit schönen Augit- und Labradorporphyren in Verbindung stehenden Diabasen und Melaphyren des westlichen Alburs aufweist. Gleich unmittelbar hinter diesen Eruptivbildungen findet sich nun ein mächtiger Gypsstock, dessen weissliche Felswände sofort in die Augen fallen. Der Gyps ist übrigens stellenweise auch schön rosenroth gefärbt und von grünlichen erdigen Schnüren durchzogen. Unmittelbar mit und bei dem Gyps kommt aber dann wieder der dunkle paläozoische Kalk vor, welcher sodann bis oberhalb Kusluk anhält.

Die geschilderten Lagerungsverhältnisse dieses Gypses weisen allerdings keine vollständige Uebereinstimmung mit den Lagerungsverhältnissen der Gypse von Ahar, Scharistonek oder Getterde auf. Die erwähnten hellgrauen Kalke indessen sehen den Kalken sehr ähnlich, welche anderwärts, namentlich im östlichen Alburs durch ihre Stellung zwischen dem paläozoischen Schichtencomplex und der unterjurassischen kohlenführenden Formation als wahrscheinlich triadisch bestimmt werden konnten, und welche somit auch den anderwärts in ähnlicher Zwischenstellung auftretenden „grünen Schichten“ altersverwandt sind (siehe Bemerkungen über die Tektonik des Alburs l. c. pag. 10). Ihre Zwischenschiebung zwischen den dunklen paläozoischen Kalk am Abhange des Kusluk dürfte einer Einfaltung angehören und somit die Lagerung von Germabdescht bis auf die Höhe von Kusluk keiner continuirlichen Schichtenfolge entsprechen. Das Vorkommen der Diabase in der Nähe dieser Kalke würde demnach mit den anderwärts beobachteten Verhältnissen in inniger Uebereinstimmung sein und die Zwischenschiebung des Gypses zwischen die paläozoischen und die wahrscheinlich triadischen Gesteine ganz gut zu der an anderen Punkten festgestellten Lagerfolge der älteren Gypsformation des Alburs passen.

Ich nenne hier auch ein Vorkommen von Gyps, dessen Napier in seinen Notes on the Eastern Alburs Tract (journal of the geogr. soc. London, 1876, pag. 106) gedenkt. Dasselbe befindet sich in der Gebirgsmasse des Kuh Buhar nordwestlich von Sanghas, einer Station auf dem Wege von Schahrud nach Budschnurd (aber mehr gegen letztere Stadt zu gelegen). Ich reproducire in Folgendem die Bemerkungen Napier's, da sie auch von einigem Interesse in Bezug auf die geologische Zusammensetzung eines äusserst wenig gekannten Theiles des östlichsten Alburs sind: „Das Buhargebirge hat dieselbe geologische Bildung wie die Jagataiberge auf der Südseite der Ebene, Trappgesteine walten vor, und der dunkle reiche Boden bringt mit jener Hilfe eine mehr als gewöhnlich üppige Vegetation hervor. Die „Dayma“ oder unbewässerten Weizenernten an den Gebirgsböschungen wurden besonders gelobt. indem der Ertrag 10- oder 15-fältig mehr

beträgt, als in anderen Gebieten. An der Basis des Gebirges zeigten einige Granitgeschiebe die Anwesenheit einer festen Unterlage plutonischen Gesteins an, welches die ganze Kette unterlagert. Die nördlichen Abhänge zeigen Kalke und Trappgesteine von verschiedener Färbung und Beschaffenheit, in gemächlichen Abhängen abfallend, der Gipfel und die östlichen Abhänge einen festkörnigen, schiefrigen Sandstein mit unbestimmten Eindrücken fossiler Schalen und sehr deutliche Wellenschläge auf den Schichtoberflächen. Unter dem Sandstein befand sich eine, einige 100 Fuss mächtige Lage eines porphyrischen Conglomerats. Dieselbe wurde überlagert von buntscheckigen Thonen und Mergeln mit den brennendsten Farben in buntem Wechsel, welche die unteren Theile der Bergabhänge einnehmen und welche auch den unteren Abhängen der entgegengesetzten Bergkette ein so pittoreskes Ansehen verleihen. Eine ziemliche Menge von Talk war mit dem Thon gemischt, sowie Lagen weissen reinen Gypses, der von den Dorfbewohnern viel verwendet wird, häufig waren. Trappgesteine, Mandelsteine und Trapptuffe zeigen sich allenthalben und all die kühnsten und steilsten Kuppen waren gänzlich daraus zusammengesetzt. Dunkle Streifen von Trappgesteinen lagern zwischen grauen und rothen Sandsteinen und bunten Mergeln und krönen die unteren Ausläufer von rothen und ockrigen Thonen."

Die Schilderung Napier's lässt allerdings nicht mit Sicherheit erkennen, ob der von ihm besprochene Gyps den älteren Gypsen des Alburs oder der Salzformation angehört, an die man durch die Erwähnung der bunten Thone erinnert wird. Wäre die letztere Annahme richtig, dann könnte man in jener mächtigen Lage von angeblich porphyrischem Conglomerat ein Analogon der früher erwähnten Conglomerate des Talakhan erblicken.

Das fünf Stunden im Umfang haltende Gypsthal (s. Ritter, Erdkunde, 9. Theil, Berlin 1840, p. 25), in welchem der bei Isfahan fliessende Zende oder Zajende-rud sich verlieren soll, kann vielleicht in einer tertiären Formation gelegen sein. Auch mag der Gypsboden, den man zwischen Isfahan und Yezd überschreitet (siehe Ritter l. c. pag. 27) ebenfalls tertiär sein. Da Dupré dort umhergestreute Lavastücke bemerkt haben will, so herrscht daselbst vielleicht eine ähnliche Verknüpfung tertiärer Sedimente und trachytischer Tuffe wie in manchen andern Gegenden südlich vom Alburs. Doch kann die Aufklärung dieser Verhältnisse erst von der Zukunft erwartet werden.

Ebenso müssen erst spätere Forschungen lehren, welcher Formation die „weissen glänzenden Gypslager" angehören, welche sich nach Brugsch (Reise der preuss. Ges. nach Persien, 2. Bd., Leipzig, 1863, pag. 371) zwischen der Station Dschemalabad und dem Kaflankuh befinden, und welche wohl mit den von mir beim Kale i Dokhter im Kaflankuh gesehenen, aber nicht näher untersuchten Gypsen zusammengehören.

Naphtha.

Was das Vorkommen von Erdöl anlangt, so ist das nördliche Persien augenscheinlich sehr arm an solchem. Melgunof (das südliche Ufer des caspischen Meeres oder die Nordprovinzen Persiens, Leipzig,

1868, pag. 146) gibt Quellen von schwarzem Steinöl bei Schah-kuh-i-balae, 7 Farsach von Asterabad entfernt, an. Es ist nicht zu entscheiden, ob hier der jedenfalls von Asterabad etwas entferntere hohe Schachkuh gemeint ist, welcher den höchsten Gipfel in dem Gebirge zwischen Asterabad und Schahrud bildet, oder eine andere Localität.

Ein Reisender des vorigen Jahrhunderts, Carl Hablizl (Bemerkungen in der persischen Landschaft Ghilan und auf den ghilanischen Gebirgen, Petersburg, 1783) berichtete über eine Excursion, die er, von Lahidschan kommend, über Rudissar und Sekalarud nach dem Dorfe Sachtissar machte. In der Nähe dieses Dorfes, einige Werst landeinwärts, beobachtete er (l. c. pag. 36) warme Quellen, welche er mit weissen Gypssteinen, „mit welchen die ganze Gegend angefüllt ist", rundum ausgemauert fand. Die Quellen zeigten einen Geruch nach Schwefel und Naphtha.

Etwas verdächtig erscheinen mir einige Quellen, welche südlich vom Dorfe Guschtschi (nördlich von Urumiah) entspringen. Dieselben treten nach M. Wagner (l. c. 2. Bd., pag. 167) aus einem dunklen, von Gabbro lagerartig durchsetzten Kalk hervor, der bei der geringsten Reibung einen starken bituminösen Geruch entwickelt. Die Quellen verbreiten einen auffallenden Gestank. Nur einige Tropfen, die Wagner kostete, verursachten ihm Brechreiz. Es ist deshalb nicht unwahrscheinlich, dass diese Wässer ausser Schwefelwasserstoff und Bittersalz, die Wagner zu erkennen glaubte, auch Petroleum enthalten, was namentlich durch die Nachbarschaft des bituminösen Kalkes plausibel wird.

Mehrere Sorten von Erdpech aus der Umgebung von Sendschan waren in Wien bei der Weltausstellung von 1873 zu sehen (Specialcatalog der Ausstellung des persischen Reiches, Wien, 1873, pag. 111).

Es ist nicht anzunehmen, dass diese Producte in derselben Facies der jungtertiären Formation zu Tage treten, welche bei Baku oder auf der Insel Tscheleken entwickelt ist. Mir ist wenigstens nirgends in Nord-Persien, nicht einmal auf der caspischen Seite des Alburs, eine Bildung bekannt geworden, welche mit den bei Baku auftretenden Schichten übereinstimmt.

Eben so wenig kenne ich dort Flyschbildungen, die mit dem Flysch zu vergleichen wären, der nach Abich unter den jungtertiären Schichten von Baku liegen soll.

Noch weniger darf man eine genaue Uebereinstimmung für die Erdöl führenden Schichten des südlichen oder westlichen Persiens mit denen von Baku voraussetzen. Ich will damit übrigens keineswegs sagen, dass es in Persien nicht Punkte geben könne, deren Ausbeutungswürdigkeit in Bezug auf Erdöle mit der von Baku verglichen werden könne, ich will nur vom rein geologischen Standpunkte aus andeuten, dass die Beschaffenheit der betreffenden Formationen eine etwas verschiedene ist.

Jedenfalls ist das südliche und westliche Persien nicht so arm an Erdöl und verwandten Producten, wie das nördliche. Im Gegentheil ist dort eine ausgedehnte Erdöl führende Zone vorhanden, deren Bedeutung einst noch zur Anerkennung gelangen dürfte. Da ich persönlich keines der persischen Erdölvorkommen besucht habe, so muss ich mich

hier leider darauf beschränken, aus der Literatur das darauf Bezügliche zusammenzustellen.

Beinahe selbstverständlich ist es dabei, dass ich in einer von geologischen Gesichtspunkten beeinflussten Schilderung auch derjenigen Vorkommnisse der persisch-türkischen Grenzgebirge gedenken muss, welche noch auf türkischem Gebiete liegen, denn die Erdölfundstellen jener Gegenden wollen in ihrer Zusammengehörigkeit erkannt sein.

Schon den Alten war das Vorkommen von Naphtha im südlichen Persien bekannt. Einen Tagmarsch nördlich von Dizful befindet sich die kleine Ebene Kir Ab, welche zwischen dem Ufer des Baladrud und den Bergen am Südfusse der dortigen Gebirgskette liegt. C. Ritter (Erdkunde, 8. Theil, pag. 199) hat nun nachgewiesen, dass die Erdölquelle, die in Kir Ab hervorbricht, dieselbe ist, welche bereits von Herodot (VI, 119) erwähnt wurde. „Das flüssige Bitumen wird heute noch wie zu Herodot's Zeiten gesammelt.“ Herodot berichtet, man habe Asphalt, Salz und Oel durch Pumpen mit Schläuchen geschöpft und die Bestandtheile durch Gerinnen sich sondern lassen. Griechische Colonisten waren mit dieser Arbeit beschäftigt. Appollonius von Tyana beschrieb diese Gegend als sehr ungesund, weil das Wasser dort durch die beigemengten Bitumentheile verdorben sei. Rawlinson, dem man eine Mittheilung über dieses Vorkommen verdankt, wurde hier vom Fieber ergriffen (Ritter l. c. pag. 200).

Ziemlich weit nordwestlich von dieser Stelle befindet sich am türkisch-arabischen Abhange der kurdistanischen Gebirge in der Gegend zwischen Bagdad und dem Urmiasee eine mächtige Region von Erdölvorkommnissen.

Schon dem Strabo war dieselbe bekannt. Er citirt (16. Buch, 1. Cap., 15) den Eratosthenes, welcher angab, die flüssige Naphtha erzeuge sich in Susis, trockenes Erdpech aber in Babylonien. Er citirt ferner den Posidonius, welcher sagte, die Quellen in Babylonien gäben theils weisse, theils schwarze Naphtha, einige davon aber, nämlich die des weissen, enthielten auch flüssigen Schwefel, andere jedoch, die des schwarzen enthielten flüssiges Erdpech, welches man statt des Oels in den Lampen brenne. Auch erzählt Strabo von der Verwendung des trockenen Erdpechs zum Häuserbau und zur Herstellung eines wasserdichten Ueberzuges bei Fahrzeugen.

An einer etwas früheren Stelle (16. Buch, 1. Cap., 4) heisst es dann bei Strabo: „In der Nähe von Arbela ist auch die Stadt Demetrias, dann die Erdpechquelle, die Erdfeuer und der Tempel der Anäa“.

Diese Erdfeuer bilden offenbar ein merkwürdiges, aber weniger bekanntes Seitenstück zu den Flammen der Pietra mala in den Apenninen oder zu den ewigen Feuern von Baku, welche letztere übrigens jetzt theilweise im Dienste der Industrie so regulirt sind, dass sie viel von ihrem ehemaligen poetischen Zauber eingebüsst haben.

Der betreffende von Strabo erwähnte Punkt heisst heute Baba Gurgur und liegt in der Nähe der Stadt Kerkuk (Ritter, 9. Bd., pag. 556). Neben verschiedenen Erdölquellen liegen dort weite „Sümpfe voll schwefligen Schlammes“ und einige hundert Schritt weiter gegen Ost auf dem Gipfel derselben Anhöhe bemerkt man eine flache kreis-

runde Einsenkung im Boden von etwa 50 Fuss im Durchmesser, aus welcher lauter Flämmchen ohne eine Spur von Rauch hervorlugen, die aber einen starken Schwefelgeruch verbreiten. Wo man an der Oberfläche dieser Bodeneinsenkung ein Loch mit einem Dolche machte, berichtete Ker Porter, da brach eine neue grössere Flamme hervor. Nach Ainsworth besteht der Boden rings um diesen Punkt aus verändertem Kalkstein, während das Terrain in der Umgebung der Erdölquellen aus bituminösen Schichten mit zwischengelagerten, Muscheln führenden Kalkbänken besteht, die in den obern Lagen von sandigen Mergeln begleitet werden. Es wird hier dunkles und helles Erdöl gewonnen. Da die betreffenden Muscheln nicht bestimmt wurden, so wissen wir nichts Näheres über das Alter der betreffenden Formation, doch ist die Zugehörigkeit derselben zum Tertiär schon wegen ihrer randlichen Stellung der Zagroskette gegenüber das Wahrscheinlichste.

Augenscheinlich in der südöstlichen Fortsetzung dieses Vorkommens bei Kerkuk befindet sich dann das Erdölvorkommen am Ali Dagh. Der Ali Dagh ist nach C. Ritter (9. Bd., pag. 528) eine Gebirgskette im Osten von Tuz Khurmatti, welche sich nördlich von den Kifribergen befindet, mit denen sie jedoch auf mancherlei Weise in Verbindung stehen mag. „Dieser Ali Dagh hat von einem Denkmale, das hier Ali gesetzt ward, weil er sein Ross daselbst angebunden haben sollte, den Namen. Unter demselben Denkmale auf einer überhängenden Bergwand über dem vorbei fliessenden Strome (Zufluss zum Adhem) stehen die Trümmer eines Castells, diesem gegenüber an der Südseite (also am linken Ufer) des Flusses liegen die Brunnen, aus denen Naphtha und Bergöl gewonnen wird.“

Die Stadt Tuz Khurmati liegt dicht an den Gyps- und Schwefelbergen, welche in das Streichen der gleichartigen Berge von Kifri fallen. Hier in der Nähe durchbricht der Aksu das Gebirge. In diesem Engpass, eine gute Viertelstunde südöstlich von der Stadt tritt eine Erdölquelle mit einer Salzquelle hervor und etwas südlicher noch eine zweite Naphthaquelle. Die Lage dieser Erdölquellen in der Tiefe der Spalte der Gypsberge zur Seite von Salzquellen nennt Ritter (9. Bd., pag. 546) „recht eigenthümlich“. Nach Rich wird das Wasser der letztgenannten dieser Quellen des Salzgehaltes wegen durch Rinnen abgeleitet, wo derselbe sich in Krystallen niederschlägt. Dieses Salz soll weit nach Kurdistan verführt werden, das Oel Eigenthum der Ortsbewohner sein.

Ziemlich fern von hier, in den Bergen gegen Kifri zu, sind auch noch 5 oder 6 Erdölquellen bekannt, die an Erdöl weit reicher sind, als die Quellen bei Tuz Khurmatti, aber frei von Salzsoole sind. Dagegen findet sich dort Alaun und Schwefel in der Nähe (Ritter l. c. pag. 547).

Noch eine Naphthaquelle liegt nach Rich (siehe Ritter, 9, Bd., pag. 542) anderthalb Stunden fern von Kifri gegen Südost von diesem Orte in den Gypsbergen bei Oniki Imaum.

Ausser diesen bekannten Vorkommnissen, meint Rich, dürfte sich Petroleum noch an verschiedenen anderen Punkten innerhalb jener ganzen Gebirgsmasse finden. Es hat in der That den Anschein, als ob dort bei Kerkuk, Tuz Kurmatti und Kifri eines der bedeutendsten

Petroleumreviere der alten Welt zukünftiger Ausbeutung harrte, wenn einmal jene jetzt etwas gar zu entlegenen Gegenden der europäischen Thatkraft zugänglicher gemacht sein werden.

Offenbar in der südöstlichen Streichungsfortsetzung der genannten Vorkommnisse liegt das Erdölvorkommen von Mendeli, über welches Meissner in Petermann's Mittheilungen (1874, pag. 343) einen kurzen Bericht erstattet hat. Meissner verliess Mendeli in der Richtung nach Norden, bewegte sich zuerst noch auf quaternären Bildungen und erreichte dann ein niedriges Hügelland, „dessen Wellen dem Hamrin-Gebirge parallel laufen, zusammengesetzt aus Conglomeraten, Gypsen und Thonsteinen". Er hält diese Gesteine für tertiär. Beim Flusse Naphot wurde die Zone der Erdölquellen erreicht, welche indessen nur durch Tropfpunkte markirt ist. Solcher Tropfpunkte gibt es aber vielleicht an 1000. An den Naphthabergen kommt ausser den genannten Gesteinen auch ein Kalk zum Vorschein.

Das Urtheil Meissner's über die Ausbeutungswürdigkeit dieser Vorkommen lautet nicht eben günstig. Indessen bezieht sich das ungünstige Urtheil nicht auf die Natur und die Menge des nutzbaren Productes selbst, sondern nur auf die Unmöglichkeit bei den gegenwärtigen politischen und den andern äusseren Verhältnissen des Landes, schon jetzt den Boden für die Industrie im europäischen Sinne daselbst vorzubereiten. „Die Natur will auch nicht in einem Jahrtausend von der ihm angehörigen Generation ausgeplündert sein, und so gehören diese Oel-Depôts zu jenen, die späteren Geschlechtern vorbehalten bleiben sollen."

Augenscheinlich hat auch Loftus noch andere Oelvorkommnisse bei Mendeli, aber mehr gegen Zohab zu, gekannt, denn er sagt (on the geology of portions of the Turko-Persian frontier, London, quaterly journal 1855, pag. 259), dass auf der Strecke zwischen Bagdad und Zohab die Reihe der gypsführenden Schichten, welche nach diesem Autor die Nummulitenformation des südwestlichen Persiens bedeckt, in der Nähe der Naphthaquellen von Hamam Ali verschwindet. Danach würde es scheinen, als ob diese Oelquellen an der Grenze des miocänen Gebirges gegen die Unterlage desselben entsprängen. Auf Seite 269 (l. c.) unterscheidet Loftus ausdrücklich die Quellen von Mendeli von den hier erwähnten.

Während nun die genannten Petroleumvorkommnisse von Tuz Khurmatti, Kifri und Mendeli einer randlichen Zone des Gebirges angehören, kommen Erdölquellen in jener Gegend auch etwas mehr im Innern der Gebirgsregion vor, obwohl damit nicht gesagt ist, dass sie einer anderen, etwa älteren Formation angehören. Wenigstens nach dem Itinerarium Heude's (siehe Ritter, 9. Bd., pag. 458) zu schliessen, gelangt man am Wege von Kifri nach Sulimanieh am zweiten Tagmarsche an einen Berg Namens Dillo zwischen den Kara Dag und Ibrahim Khangi gelegen, dessen grösste Naturmerkwürdigkeit eine grosse labyrinthisch verzweigte Höhle bildet, an dessen Abhängen aber Naphtha, Schwefel, Alaun, Salz beobachtet werden sollen. Auch soll ein gelbes Sauerwasser dort entspringen.

Die reichsten Naphthaquellen Persiens, welche Sir Kennett Loftus zu sehen Gelegenheit hatte (l. c. pag. 296) befanden sich in

den Baktyari-Bergen zwischen dem eigenthümlichen alten Tempel Mesjid i Suleiman und dem Asmari-Gebirge, also etwa in der Gegend zwischen Dizful, Schuster und Susa. Dieselben liegen in einer wilden Gegend, welche von viel gewundenen und hohen Ketten eingeschlossen wird, die aus Sandstein, Mergeln und Gyps bestehen. Das Schichtenfallen ist ein sehr wechselndes. Die meisten Quellen liefern hier ein flüssiges schwarzes Bitumen und weisse Naphtha gemischt, zum Theil sehr reichlich. Eine einzige Quelle liefert ausschliesslich gelbe Naphtha.

In der Gegend zwischen Schuster und Ram Hormus, wo man ungefähr dem Gebirgsstreichen parallel geht, sah Rawlinson (Notices pag. 77; Ritter, 9. Bd., pag. 175) niedere Hügelzüge aus Sandstein und Gyps bestehend, wie sie überall den Fuss der Zagroskette nach Südwesten zu einsäumen sollen. Ein Salzfluss entspringt diesen Gypshügeln, der später in den Kuran mündet. In dieser Gegend zwischen Schuster und Ram Hormus werden dann auch Naphthaquellen angegeben. (Ritter l. c. pag. 177.)

Diese Naphthaquellen sind neuerlichst von Schindler besucht worden. Derselbe schreibt (Reisen im südwestlichen Persien, Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin, 14. Bd., 2. Heft, 1879, pag. 101): Von der Station Bone-Daûd bis zu den Quellen sei der Weg ziemlich gut. „Durch die Ebene 10 Miles, dann zwischen zwei Bergketten über viele nur zur Regenzeit wasserführende Bergströme erreicht man die Naphthaquellen, über denen auf einem Berge ein kleines Gebäude mit einem Thurme sich erhebt, in welchem der Pächter der Quellen wohnt. Von hier kann man die Ahwar-Berge deutlich sehen. Die Naphtha, welche aus den vier kleinen Quellen fliesst, ist sehr weiss und klar und kann ohne Destillirung in Lampen verbraucht werden. Das täglich gewonnene Quantum beträgt unter den besten Umständen 90—100 Täbriz-Man (ungefähr 650 Pfund), oft aber nur 20 Man und noch weniger. Wollte man tiefer bohren, so würde man höchst wahrscheinlich mehr gewinnen. Der Man Naphtha wird in Schuster zu 1 bis $1^1/_4$ Kran (80 Pfennige bis 1 Mark) verkauft, die jährliche Pacht der Quellen ist 450 Toman (3600 Mark). Ein kleiner Fluss läuft von hier in die Ebene in der Richtung nach Weis."

„Die Quellen liegen 596 Fuss, die Burg auf dem Berge 910 Fuss über dem Meere. Der Berg, an dem die Quellen sich befinden, besteht aus rothem Sandstein, weichem Kalkstein, grauem Mergel, Gypsmergel, schwarzem Mergelschiefer. Der schwarze Mergel liegt am tiefsten und aus ihm tröpfelt das Steinöl. Die Berge streichen von N. 45° W. nach S. 45° O."

Aus dem geologischen Durchschnitt, den Herr General Schindler auf der seiner Arbeit beigegebenen Karte von dem Terrain bei den Quellen zeichnet, ergibt sich, dass die Quellen gerade in der Linie eines Schichtensattels zum Vorschein kommen, der nach Nordost hin flacher, nach Südwest steiler gestellt ist. Dieser Umstand erscheint mir von besonderem Interesse und erlanbe ich mir dabei an die Ausführungen zu erinnern, die ich jüngst in den von Paul und mir verfassten „Neuen Studien in der Sandsteinzone der Karpathen" (Jahrb. der geol. R.-A., 1879, pag. 302) über die Art des Vorkommens des gali-

zischen Petroleums machen konnte, wo gleichfalls das Steinöl häufig auf dem Rücken von Sätteln vorkommt.

Weiter südöstlich auf der Route von Abuschähr nach Schiras kommt Erdöl bei Dalaki vor, wo einige Kalkgebirge sich erheben. Als Ouseley hier vorüberzog bei grosser Hitze (Ritter, 8. Bd., pag. 819), da „duftete die Luft nach Naphthadunst, der aus den bitumenreichen Kalksteinlagern jener Bergketten hervordringt.“ Das klingt freilich überraschend.

Bestimmtere Nachrichten über dies Vorkommen, durch welche auch der Naphthageruch, den Ouseley verspürte, eine natürlichere Erklärung findet, besitzen wir durch Binning (two jears travel in Persia, pag. 160). Als sich derselbe von Abuschähr kommend Daleki näherte, passirte er 3 oder 4 kleine Flüsse, welche dergestalt mit Naphtha imprägnirt waren, dass das Wasser grün erschien. Ganz nahe bei Daleki sah Binning eine Naphthaquelle.

Noch weiter südöstlich am Wege von Schiras nach Darab ist der Daraberg (siehe Ritter, 8. Bd., pag. 737) durch ein schwarzes Erdöl berühmt, das aus dem Felsen triefend gesammelt wird, erhärtet und Mumiah genannt wurde. Als kostbare Medicin kommt es nach Ritter in den Handel.

Polak (l. c. 2. Theil, pag. 275) nennt ausser Darab auch noch Beybahan und Hormuz als Fundorte der Mumiah im südlichen Persien, sowie er auch angibt, dass einige Hügel in Ghilan und Laristan (l. c. pag. 274), also im nördlichen Persien, ähnliche Ausschwitzungen aufweisen. Polak leugnet übrigens, dass die im Handel vorkommende Mumiah (Mumiaï) echt sei, denn die Ausschwitzung betrage im ganzen Jahr nur einige Lothe, welche der Gouverneur von Schiras in kleine silberne Döschen verpackt an den König und den Hof von Teheran schicke. „Früher war das Erträgniss noch geringer, bis durch die Gewalt eines Erdbebens ein Felsen gespalten wurde, der nun eine grössere exsudirende Fläche darbietet.“

Man sieht aus den angeführten Daten, dass der Reichthum Persiens an Erdöl ein sehr bedeutender ist, sowie man aus dem Vergleich mit einer Karte sich überzeugen wird, dass die wichtigeren Punkte des Vorkommens der Naphtha mehr oder weniger einer Zone angehören, welche den Abfall der südwestlichen und südlichen Gebirge Persiens gegen die Ebene von Mesopotamien und den persischen Golf zu begleitet. Es ist dies dieselbe Gesteinszone, innerhalb welcher in der Gegend von Schuster und Ram Hormus der angebliche Vulkan Aderewan liegt, von welchem ich bereits in meinem Aufsatz über den Demavend (Jahrb. der geol. R.-A., 1875, pag. 170) vermuthete, dass er ein Schlammvulkan sei. Einen solchen würde man dort sehr wohl sich denken können. Auffällig bleibt nur, dass Schindler gar nichts über Schlammvulkane in jener Gegend berichtet. Die Sache ist späteren Reisenden zur genauen Prüfung dringend zu empfehlen.

Nach Loftus (l. c. pag. 269) würden fast alle Naphthavorkommen des südwestlichen Persiens seiner Gypsformation angehören, welche über den Nummulitenschichten liegt. Nur an wenigen Orten entspringt Erdöl auch aus dem Nummulitenkalk. Die Quelle auf der

Citadelle des Felsens von Van in Armenien ist ein Beispiel für diesen letzteren Fall.

Da nun die genannte südpersische Gypsformation doch wohl wenigstens zum Theil der Salzformation Armeniens und des nördlichen Persiens entspricht, so könnte es auffällig erscheinen, dass die letztere sich nicht auch durch einen Reichthum an bituminösen Producten auszeichnet. Vielleicht waren die Bildungsräume beider Ablagerungen von einander getrennt. Das ist nicht unwahrscheinlich im Hinblick auf den Umstand, dass gerade die centralen Theile Persiens auch besonders durch das Vorkommen älterer Gesteinsarten, wie Granite, Glimmerschiefer ausgezeichnet sind, dass also in den centralen Theilen Persiens unter Umständen auch die ältesten Bodenanschwellungen dieses Landes zu suchen sind.

Am Schlusse des Artikels Naphtha könnte noch die Erwähnung des Naphthavorkommens auf der arabischen Seite des persischen Golfs von Interesse sein. Es ist vielleicht nützlich, an dieses Vorkommen zu erinnern für den Fall, dass Jemand einmal die Gesammtheit der Naphthavorkommnisse in diesem Theil Asiens zum Gegenstande eines Specialstudiums machen wollte, denn die Möglichkeit eines geologischen Zusammenhanges besteht zwischen den südpersischen und den arabischen Erdölfundpunkten wohl in gleicher Weise, wie zwischen den Naphthaquellen auf der kaukasischen und der turkmanischen Seite des caspischen Meers. Auch muss sich eine etwa in Persien zu etablirende Petroleumindustrie über die Möglichkeit einer fremden, aber nahen Concurrenz klar werden und deshalb die Verhältnisse auf der arabischen Seite des Golfs in den Calcul einbeziehen.

Die einzigen Angaben, welche mir über diese arabischen Erdölvorkommnisse bekannt sind, finden sich in dem report on geological specimens from the Persian Gulf, collected by Captain Constable. Concluding portion by H. J. Carter (journal of the asiatic society of Bengal, Calcutta, 1860, pag. 364). Die betreffende Petroleumregion befindet sich demzufolge ganz am oberen Ende des Golfes. Bei Basra wird eine Localität von den Arabern Om Gheir (oder Bitumenort) genannt, und in der Nähe der Stadt Koweyt existirt eine ähnliche Localität Namens Benaid el Oar.

Constable glaubt sich überdies zu der Annahme berechtigt, dass es in dieser Gegend des Golfes auch unterseeische Petroleumquellen gäbe, denn im August 1843 passirte er 12 englische Meilen NNO. von dem kleinen Eiland Farsi eine Stelle, wo das Meer mit öligen Substanzen bedeckt war, die sich auch durch den Geruch als Naphtha zu erkennen gaben. Eine ähnliche Beobachtung machte er im October 1859 zwischen den kleinen Inseln Kubbar und Garu. Der arabische Lootse, den der Capitän in Koweyt aufgenommen hatte, versicherte, dass eine derartige Erscheinung in jenem Theil des Golfes keineswegs ungewöhnlich sei.

Das wäre ein Seitenstück zu den Erdölquellen, die sich zwischen Baku und Krasnowodsk mitten im caspischen Meer befinden.

Schwefel.

Das Vorkommen von Schwefel in Persien anlangend, so ist seit der Besteigung des Demavend durch Taylor Thomson dasjenige, welches sich auf der Spitze dieses Berges findet, wohl das bekannteste. Von einigen wenigen Schwefelsuchern, die in den Ortschaften Ask und Abigerm wohnen, wird dasselbe ausgebeutet. Da die Beschwerden einer Besteigung des genannten Vulcans sehr gross sind, da ferner diese Besteigung nur während weniger Wochen im Jahre überhaupt möglich ist, so ist der Werth dieses Vorkommens einigermassen problematisch.

Mir wurden in Abigerm Proben des Schwefels vom Demavend gezeigt. Danach scheinen verschiedene Varietäten dieses Minerals daselbst vorzukommen. Die eine dieser Varietäten war von orangengelber Farbe und zeigten die betreffenden Stücke geflossene Kanten. Die beste dieser Varietäten ist amorph wie die vorige, und besitzt die eigenthümliche, etwas in's Grünliche spielende Farbe, die man speciell schwefelgelb genannt hat. Am häufigsten scheint jedoch eine krystallinische Varietät zu sein, welche vielfach wirkliche kleine Krystalle ausgeschieden enthält und stellenweise kantige Fragmente einer vierten Varietät einschliesst, die fast völlig weiss ist.

Einige Bauern von Abigerm sprachen auch von einem zweiten, bequemer zugänglichen, aber minder reichhaltigen Schwefelvorkommen im Demavendgebiet, schienen jedoch, als ich mich ziemlich lebhaft nach dem Orte dieses Vorkommens erkundigte, durchaus abgeneigt, nähere Angaben zu machen. Ich lasse es dahin gestellt, ob es Misstrauen war, durch welches diese Leute bewogen wurden, mich über die betreffende Localität im Unklaren zu lassen, oder ob die betreffende Angabe erfunden war, um mich zur Verabreichung eines hohen anom (Trinkgeld) zu veranlassen. In jedem Falle glaubte ich aber der Sache hier gedenken zu müssen, um andere Reisende, die sich für das Vorkommen nutzbarer Mineralien interessiren, zur Aufmerksamkeit aufzufordern.

Der Schwefel des Demavend ist ein vulcanisches Product. Die anderen mir bekannten Schwefelvorkommnisse in Persien gehören Sedimentärformationen an.

Ich erwähne zunächst das Vorkommen von Schwefel bei Tasch im östlichen Alburs zwischen Schahrud und Asterabad.

Dieses Vorkommen befindet sich östlich von Tasch. Ich will versuchen, die Localität mit Angabe meines Weges zu beschreiben, da es sonst anderen Reisenden nicht ganz leicht werden dürfte, dasselbe wieder aufzufinden.

Ich kam nach Tasch von Asterabad her. Wenn man den letzten der drei Pässe, die man auf dem Wege von dieser Stadt nach Schahrud zu übersteigen hat, hinter sich hat (der Pass heisst Wadschmenun und wird von den Sandsteinen der unterjurassischen Formation gebildet), so kommt man in ein Thal, dessen Gewässer nach Süden fliessen, und erreicht bald den Anger Surkhipul (Rothbrücke).

Von dort wendet man sich östlich links über einen kleinen Bergvorsprung, der das Thal von Surkhipul von dem Thale trennt, in

welchem das Dorf Tasch liegt. Unterhalb Tasch und Surkhipul erniedrigt sich indessen dieser Bergvorsprung und findet die Vereinigung der beiden Thäler statt.

Noch oberhalb Surkhipul, unter der Höhe des Wadschmenunpasses, verschwinden übrigens die Liassandsteine. Die blaugrauen Gehängefärbungen derselben hören auf und sind statt dessen die Gehänge vielfach roth oder weisslich-grün gefärbt. Der Weg über den Bergrücken zwischen Surkhipul und Tasch führt ebenfalls über solche weisslich-grüne Gesteine. In der unmittelbaren Nähe von Tasch erblickt man fast überall zum Theil sehr intensiv rothe Gehängefärbungen und auch noch etwas unterhalb des Dorfes trifft man auf Partien rother und weisslich-grüner Gesteine, während im Norden des Dorfes der Liassandstein in hohen Bergen ansteigt, die östliche Fortsetzung des Sandsteins am Wadschmenunpasse bildend.

Die bunten Gesteine sind röthliche, namentlich aber roth verwitternde und anderseits hellgrüne oder weisslich-grüne, zum Theil etwas tuffartige Mergel, welche unter den Lias einfallen mögen. Wenigstens fällt der Lias in dem Thale oberhalb Tasch deutlich (nordwärts) von ihnen ab.

Eigenthümlich ist das Fehlen der östlich von Tasch riffartig aufragenden Kalke, von welchen gleich gesprochen werden soll, zwischen dem Liassandstein und den bunten Mergeln in dem Profile zwischen Surkhipul und der Passhöhe des Wadschmenun. Dagegen treten unterhalb Tasch und Surkhipul, nachdem man die bunten Mergelgesteine verlassen hat, gelbe, nicht eben dichte Kalksteine auf, die oft glaukonitische Punkte enthalten. Dieselben halten mit gelb-grauen Gehängefärbungen an bis zur Einmündung des von der rechten, westlichen Seite in den vereinigten Bach von Tasch und Surkhipul eintretenden Thales von Murkhezor. In diesem westöstlich verlaufenden Thale konnte ich den Glaukonitkalk noch fast eine Stunde aufwärts am nördlichen Gehänge constatiren, an welchem etwa in einer halben bis drei Viertel Stunden Entfernung von der Thalmündung auffallender Weise plötzlich sehr zahlreiche Quellen aus dem Kalk hervorbrechen. Letzterer setzt übrigens auch das südlichste Ende des Gebirgsrückens zusammen, der die Thäler von Tasch und Surkhipul trennt.

Unmittelbar im Osten von Tasch erhebt sich der Berg Surchkhone (würde „rothes Haus“ bedeuten), dessen untere Gehänge roth gefärbt sind, und dessen obere Partie von steilen Felsen eingenommen wird. Diese Felsen bestehen aus einem hellen Kalk, der sich stellenweise in sehr grossen Blöcken abgelöst hat, die dann auf den Gehängen liegen. Die kohlenführenden Liassandsteine nördlich Tasch fallen von diesem Schichtensystem in nördlicher Richtung ab. Diese Sandsteine des Lias bilden den nördlich vom Surchkhone gelegenen Berg Schawar. Ein grösstentheils auch als Reitweg zu benützender Fusssteig führt an der Nordseite des Surchkhone vorüber zwischen diesem Berge und dem südwestlichen Ausläufer des Schawar, und zwar während einer kurzen Strecke auf einem plateauartigen Verbindungsrücken beider Berge. Die schroffen zackigen Felsen des Surchkhone behält man dabei rechts, die gemässigt ansteigenden Kuppen des Schawar links. Bald

trifft man, nachdem man den genannten Verbindungsrücken passirt hat, eine enge kleine Schlucht, die rechter Hand nach Süden zu abwärts geht, um in das später zu erwähnende Thal Gerab zu münden. Diese Schlucht wird Zak dere (Alaun-Thal) genannt.

Steigt man nämlich etwa 80 Schritt in derselben abwärts, so erblickt man rechts etwas oben eine kleine Höhle, welche durch Krystalle von Alaun und schwefelige Ausblühungen an den Wänden sich auszeichnet und von den Eingeborenen maden i zak (Alaun-Mine) genannt wird. Die Schichten hier sind helle, in der Nähe der Höhle etwas sandige Kalke. In der Nähe der Höhle fand sich darin ein leider schlecht erhaltenes Fossil, das einem Belemniten ähnlich sah. Auch hier findet das Einfallen der Schichten nördlich, bezüglich nordöstlich unter den Lias statt.

Auf den Weg zurückgekehrt, wendet man sich dann wieder ostwärts, etwas später südöstlich, und gelangt so auf die östliche Seite des Thales Gerab, welches sich als eine wild zerrissene Schlucht darstellt, deren westlicher Abhang vom Berge Surchkhone, deren östlicher Abhang vom Berge Guschhadscher gebildet wird. Der Gipfel des Guschhadscher besteht aus schroffen Felsen eines grauen, vielfach weiss geäderten Kalkes. Die Abhänge unter dem obersten Gipfel bestehen aus schüttigerem Material, zum Theil aus hellen Kalkschiefern. Diese Schiefer oder Mergel gleichen zwar den bunten Gesteinen von Tasch nicht gerade augenfällig, allein vorläufig können sie noch am bequemsten den letzteren parallelisirt werden.

An einigen Stellen, wo der Abhang flacher wird, treten sumpfige Quellen hervor, deren eine sogar einen förmlichen, kleinen Teich bildet. Etwas oberhalb dieses Teiches befindet sich ein einsames, nicht dauernd bewohntes, sondern nur von Jägern oder Hirten zur Zuflucht benütztes steinernes Haus und etwa 15 Minuten westnordwestlich von diesem Hause trifft man an einem kleinen, in das Thal Gerab verlaufenden Bergvorsprunge in einem ziemlich zerrütteten Terrain das betreffende Vorkommen von Schwefel. Das Thal Gerab seinerseits mündet in das Hochthal der Sahra i Mudschen So viel zur Orientirung über die Localität.

Die Bewohner von Tasch haben hier schon nach Schwefel gegraben. Das Gestein an dieser Stelle darf eigentlich als ein Mergel bezeichnet werden, der von heller, gelblich-grauer Farbe ist. Nach einer Analyse des Herrn Bergraths Patera besteht das sehr mürbe Gestein aus Kieselsäure, etwas Eisen und Thonerde, Kalkerde und etwas Talkerde. Doch ist in demselben Schwefel fein vertheilt, der sich durch Schwefelkohlenstoff ausziehen lässt.

In manchen Fällen zeigt sich auch gediegener Schwefel in Partien ausgeschieden.

Vielfach zeigt sich auch das Gestein in der Umgebung dieses Punktes von sauren Bestandtheilen durchzogen, und hat, an die Zunge gebracht, einen stark sauren Geschmack.

Herr Bergrath C. v. Hauer stellte mir freundlichst folgende Analysen zur Verfügung, die er an von mir mitgebrachten Proben derartiger Gesteine ausführte.

Bei der einen Probe enthielten 100 Theile:
20·8 unlöslich (kieselsaure Thonerde)
26·4 schwefelsaure Thonerde (basisch)
52·0 kohlensauren Kalk und Magnesia (inclusive ein wenig Eisenoxyd)
99·2.

Bei einer zweiten Probe enthielten 100 Theile:
48·7 unlöslichen Rückstand
28·8 Schwefelsäure
2·4 Eisenoxyd
20·1 Thonerde und ein wenig Kalk
100·0.

Das Mineral enthielt somit basisch schwefelsaure Thonerde. Gediegener Schwefel war hier übrigens in Spuren nachweisbar.

Eine dritte Probe enthielt in 100 Theilen:
46·8 unlöslichen Rückstand
29·0 Schwefelsäure
3·6 Eisenoxyd
20·6 Thonerde und ein wenig Kalk
100·0.

Gediegener Schwefel wurde hier nicht gefunden.

Es geht aus diesen Untersuchungen hervor, dass die fragliche Gesteinsmasse mit Schwefel sehr unregelmässig imprägnirt ist und dass in vielen Partien derselben der Schwefel nur als schwefelsaure Thonerde auftritt, trotzdem die demnach verschieden zusammengesetzten Gesteine sich im Aussehen sehr gleichen.

Dieser Umstand wird die Benützbarkeit des betreffenden Vorkommens erschweren, wie ich denn schon in meinem Reisebericht die Qualität des Schwefels an diesem Punkte als eine minder vortreffliche bezeichnete.

Was nun das geologische Alter des in Rede stehenden Formationscomplexes anbetrifft, so habe ich in den Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges (pag. [53]) diese Gesteinsglieder vorläufig zum Jura gerechnet. Ich ging dabei von der Thatsache aus, dass wir es in der Umgebung von Tasch mit evidenten Ueberkippungen zu thun haben, denn deutlich fällt der Lias mit seinen Sandsteinbänken von dem ganzen hier geschilderten Schichtencomplex ab und ebenso deutlich fällt er unter die durch zahlreiche Versteinerungen bestimmt charakterisirte, mit älteren Eruptivbildungen stellenweise verbundene paläozoische Schichtenreihe ein, ohne dass dabei durch etwa dem Schichtenstreichen parallele Bruchlinien hier Täuschungen hervorgerufen werden könnten.

Der vielgestaltige Schichtencomplex, dem die beschriebenen Fundpunkte von Schwefel und Alaun angehören, ist deshalb jedenfalls jünger, als die Kohlen führenden Sandsteine des Lias. Einen weiteren directen Anhaltspunkt zur Altersbestimmung besitzen wir hierbei freilich nicht, abgesehen von dem undeutlichen Belemniten, der, wie oben erwähnt, in

der Schlucht Zak dere, also in ziemlicher Nähe des Lias aufgefunden wurde und der wenigstens das mesozoische Alter der fraglichen Schichten in ihren älteren Theilen plausibel macht. Die Deutung kann da wohl überhaupt nur zwischen Jura und Kreide schwanken, welche Formationen eventuell auch zugleich in der mehrgliedrigen Schichtenreihe vertreten sein können.

Vielleicht ist es indessen nicht ganz ohne Bedeutung, dass auch im Kaukasus (vergleiche E. Favre, recherches géologiques dans la chaîne du Caucase, Genf 1875, pag. 84), wie Abich fand, ein mächtiges Schwefellager bei Tscherkat im oberen Jura vorkommt. Das ist vorläufig der einzige schwache Anhaltspunkt, den wir zur Parallele der besprochenen Ablagerungen mit ausserpersischen Schichten besitzen.

Andere Schwefelvorkommnisse Persiens scheinen der Tertiärzeit anzugehören und vielleicht mit der tertiären Salzformation in inniger Beziehung zu stehen, also an das Verhältniss der tertiären Schwefel- und Salzlager Siciliens oder Galiziens zu erinnern.

So soll an dem bereits früher bei Besprechung der Erdölvorkommen erwähnten Berge Dillo zwischen Kifri und Sulimanieh an der Südwestseite der kurdischen Zagroskette Schwefel mit Salz und Erdöl zusammen vorkommen.

Nach Loftus (l. c. pag. 269) wird Schwefel in reichlicher Menge zwischen Dizful und Susa, und zwar genauer zwischen dem alten Tempel Mesjid i Suleiman und dem Asmari-Gebirge gewonnen und im Bazar von Dizful verkauft. Er kommt dort in einem Petroleumrevier vor.

Seit Dupré (voyage en Perse fait dans les années 1807—1809, Paris, 1819, t. I) kennt man (vergl. auch Ritter, 8. Th., pag. 747) Schwefelminen an der persischen Küste bei Kiamir westwärts von Bender Abbas. Diese Schwefelminen warfen zu der Zeit, als die Araber von Mascat aus diesen Küstenstrich unter ihre Botmässigkeit gebracht hatten, einen nicht unbedeutenden Ertrag ab; zu Dupré's Zeit (1808) sprach man von 7000 Toman (70.000 Franken). Man brachte diesen Schwefel in jenen Zeiten über Mascat nach Indien. Auch Fraser (narrative of a journey into Chorassan, London 1825, 4., pag. 37) sah in Bender Abbas Schwefel aus Kiamir an der Küste liegen, der aber unbenützt schien.

Nach mündlichen Mittheilungen, die ich während meines Aufenthaltes in Persien erhielt, soll auch auf der Insel Kischm Schwefel mit Salz zusammen vorkommen und ebenso soll bei Guschi, in der Nähe von Howis, 20 Farsach von Buschir entfernt, ein Vorkommen von Schwefel den Eingeborenen bekannt sein.

Ich erinnere ferner an das Vorkommen von Schwefel in Verbindung mit Gyps, Ligniten und Bergöl am Ali Dagh (Ritter, 9. Th., pag. 528).

Auch in der Provinz Aserbeidschan wird Schwefel gefunden. So in der Nähe von Takht i Soleiman (Ritter, 9. Th., pag. 809).

Es befindet sich dort nach den Schilderungen von Ker Porter und Monteith (j. geogr. s. III, p. 8) ein eigenthümlich kegelförmiger isolirter Berg, Namens Zendan. Derselbe besitzt nur eine Höhe von 250 Fuss über dem Niveau der Gegend, ist aber oben von einer Felsmasse gekrönt

welche in der Mitte eine kraterähnliche Vertiefung von grosser Tiefe enthält. Der Berg soll aus einer leichten Tuffbildung bestehen und Monteith hielt ihn für das Product einer Quellenthätigkeit. Ob wir es hier mit einem Schlammvulkan oder mit einer andern Erscheinung zu thun haben, lässt sich nach den unzulänglichen Berichten, die vorliegen, nicht entscheiden.

Auf der Südwestseite des Zendan aber zeigten sich bedeutende Schwefelminen. Wahrscheinlich ist es der Schwefel dieser Minen, welcher in den Bazaren von Sendschan verkauft wird.

Ueber die Schwefelminen von Bakuba bei Täbris (Ritter, 9. Th., pag. 858) liegen nähere Angaben nicht vor.

Ein grosses Schwefellager existirt ungefähr 5 englische Meilen von Goranis entfernt in den kurdischen Bergen. Dort befinden sich auch viele Schwefelquellen, in welchen das Wasser in einem Zustand heftiger Aufwallung hervortritt (Silliman journal, New-Haven 1852, pag. 103).

Auripigment und Realgar.

„Arsenik lagert als Auripigment und Realgar in grossen Massen um Kurdistan und in der Nähe von Kaswin; der Export nach Constantinopel ist nicht unbedeutend“ (Polak, Persien, das Land und seine Bewohner, 2. Theil, pag. 177).

Nach Schlimmer (l. c. pag. 67) findet die Hauptausbeute derartiger Mineralien gegenwärtig bei Sendschan und am Kaflan Kuh statt.

C. Ritter (l. c. 9. Th., pag. 1047) berichtet von Arsenikgruben bei Takht i Soleiman in Aserbeidschan. Derselbe Autor (9. Th., p. 665) spricht auch von dem Vorkommen von Arsenik bei Djulamerk in Kurdistan.

Dr. Wright, Mitglied der amerikanischen Missionsstation in Urmiah, berichtete etwas genauer über dieses letztere Vorkommen (the american journal of science and arts conducted by Silliman vol. XIV, Juli 1852, New-Haven, pag. 103): „Wir reisten von Gawar ab mit dem Bischof von Gawar als unserem Begleiter, in der Richtung nach den Minen, welche zwischen Rash Kullah und Djulamerk, ungefähr 5 Stunden nördlich von letzterem Orte gelegen sind. Am zweiten Tag passirten wir den Zab, der hier in einer sehr tiefen Schlucht fliesst und ungefähr 2 Stunden vom Flusse erreichten wir das kleine Nestorianer-Dorf Goranis. Es ist auf der Ostseite des Berges gelegen und die Minen befinden sich auf demselben Berge, nur 10 Minuten Weges vom Dorfe entfernt.“

Wright fand die Arsensulphate in einer festen, schwarzen Felsart eingeschlossen. Realgar und Auripigment kommen dort stets zusammen vor und selten kann man eine Mineralprobe mit einem dieser Minerale allein erhalten. Die Adern variiren in der Dicke von der einer Glasscheibe bis zu der von mehreren Zollen.

Die reineren Producte werden nach Constantinopel ausgeführt, die geringeren Sorten an persische Kaufleute abgegeben.

Die Perser bedienen sich des Auripigments theils als Farbstoff, theils als Enthaarungsmittel, in welchem letzteren Falle es mit ungelöschtem Kalk, Holzasche und anderen Bestandtheilen zu einer Pasta

angemacht wird, welche auf diejenigen Stellen des Körpers gebracht wird, wo Haare nicht gewünscht werden.

Schwefelantimon scheint bis jetzt in Persien nicht gefunden worden zu sein. Doch glaubt Herr Dr. J. E. Polak einer an mich gerichteten Mittheilung zufolge, dass dergleichen bei dem armenischen Dorfe Wartan, 6 Farsach östlich von Isfahan vorkomme.

Steinkohle.

Von grosser Verbreitung im ganzen Albursgebirge ist eine Sandsteinformation, welche sich durch untergeordnete Zwischenlagen von Schieferthonen und Steinkohlenflötzen auszeichnet, und welche, wie ihr Lagerungsverhältniss an vielen Punkten ausweist, in jedem Falle jünger als die fossilführenden paläozoischen Schichten und die grünen Schichten des Alburs ist, von deren Altersstellung wir in einem früheren Aufsatze (Jahrb. der geolog. Reichs-Anst. 1877) geredet haben, welche aber anderseits älter ist, als die Gesteine, welche wir zum obern Jura und zur Kreide rechnen.

Die Sandsteine, um die es sich hier handelt, sind meist schmutzig grün oder seltener röthlich. Sie zeichnen sich durch eine schmutzig blaugrüne Gehängefärbung aus, welche äusserst charakteristisch ist und diese Formation in der Regel schon auf grosse Entfernungen hin erkennen lässt. Einzelne Bänke des Sandsteins sind fester und quarzitisch. Dieselben zeigen meist eine bräunliche Verwitterungsfarbe. Die Schieferthone sind von schwärzlicher oder gelblich-brauner Farbe und kommen mit den Kohlenflötzen zusammen vor. Thoneisensteine treten fast überall in der Nähe der Kohle auf.

Diese Formation wurde früher für alte Kohlenformation gehalten. Woskoboinikoff und Grewingk führten sie als solche auf. Erst die von dem geologischen Begleiter der Khanikoff'schen Expedition nach Chorassan, Herrn Göbel, mitgebrachten fossilen Pflanzen von Tasch, einem Dorfe zwischen Asterabad und Schahrud, liessen ihre wahre Stellung erkennen. Göppert erhielt dieselben zur Bestimmung und erklärte sie (über das Vorkommen von Liaspflanzen im Kaukasus und in der Alboruskette, Bulletin der Petersburger Akademie, 1861) als dem Lias angehörig.

Da die Kohlen in Imerithien und Mingrelien im Kaukasus und die auf der Halbinsel Mangischlak am caspischen Meere, sowie ein Theil der indischen und ein grosser Theil der chinesischen Kohlenfelder ungefähr demselben Horizont angehört, so ergibt sich, wie v. Hochstetter (Asien, seine Zukunftsbahnen und seine Kohlenschätze, Wien 1876, pag. 156) bemerkt, die interessante Thatsache, dass die Kohlenvorkommnisse in der Liasformation, zu welcher die ungarischen Kohlen von Fünfkirchen und Steierdorf gehören, in Asien eine weit wichtigere Rolle spielen, als bei uns. Auch die von Muschketoff (l. c. pag. 13) erwähnten Kohlen des russischen Turkestan gehören grösstentheils dem unteren Jura an.

Ich habe mich sowohl durch Besichtigung der Stücke, welche Herrn Göppert zur Verfügung standen, und welche sich gegenwärtig im mineralogischen Museum der Universität Breslau befinden, als durch

den Besuch der Localität Tasch davon überzeugt, dass die Kohlenformation von Tasch nicht im geringsten verschieden ist von der Formation, welche an anderen Stellen des Alburs die Kohle enthält. Es kann also der von Göppert für Tasch geführte Altersbeweis ohne Bedenken auf diese anderen Localitäten, wo im Alburs Kohle in derselben Sandsteinformation vorkommt, übertragen werden.

Wir beginnen mit der Aufzählung der Punkte dieses Vorkommens im Westen. Bei Rudbar (auch Saitun-Rudbar genannt wegen seiner prächtigen Olivenhaine) folgen über Porphyrgesteinen (vergl. Grewingk l. c. pag. 82) Kiesel- und Thonschiefer-Conglomerate mit sandigem Bindemittel und Sandsteine. Gleich oberhalb Rudbar liegt zwischen diesem Sandstein im Liegenden und dem Kieselconglomerat im Hangenden, welches in den oberen Lagen wieder sandsteinartig wird, ein schwarzer, eisenhältiger Kohlenthon in dünnen, schwach gekrümmten Flötzen, mit Pflanzenabdrücken, unter denen die Gattungen *Odontopteris*, *Zamia* und *Pterophyllum* angegeben werden. Statt der Kohlenflötze treten auch zuweilen Thoneisenstein und Thonlagen, die sich dicht an das Conglomerat anschliessen, auf. Abbauwürdig ist mir das, was ich von diesen Kohlen gesehen habe, nicht vorgekommen. Wenn Woskoboinikoff die Verbreitung der betreffenden Formation bis zum Südabhange des Gebirges (das heisst also wohl bis an den Charsan) annimmt, so möchte ich dazu bemerken, dass schon bei Mendschil Gesteine auftreten, welche nicht mehr zu derselben gehören. Grewingk selbst beschreibt diese Gesteine von Mendschil und Filadeh als Mandelsteine, Augitporphyre, Kalksteine und Sandsteine verschiedener Art.

Etwas weiter östlich im oberen Gebiet des Flusses Schahrud fand Woskoboinikoff 10 Werst vor dem Dorfe Komulae (Grewingk l. c. pag. 89) am Berge Arsassaman zwei nordnordwestlich einfallende Kohlenflötze von $^3/_4$ Arschin Mächtigkeit und 250 Faden Ausdehnung. Ueberhaupt werden kohlenführende Schichten östlich vom Istalchsee angegeben, welche vom Dorfe Kemschena an 20 Werst sich nach Osten am Nordabhange der dortigen Bergkette erstrecken. Ich habe diesen Theil des Schahrudlaufes nicht besucht.

Die vorläufig wichtigsten Kohlenvorkommnisse des Alburs befinden sich am Südrande desselben bei Hif, insofern dort ein, wenn auch sehr primitiver und nicht ausgedehnter Abbau derselben stattfindet. Dr. Polak ist der erste, der dieselben in seinem Buche über Persien, das Land und seine Bewohner (Leipz. 1865, 2 Th., p. 178) kurz erwähnt hat. Ich besuchte diese Gegend im November 1873 und fand dort in den mit der Kohle zusammen vorkommenden Schieferthonen eine hübsche fossile Flora, wie ich in einem meiner Schreiben aus Teheran bereits mitgetheilt habe. Einige nähere Daten über dieses Kohlengebiet mögen hier am Platze sein.

Von Teheran führt eine grosse Karavanenstrasse über Miandschub, Keretsch, Sunghurabad und Aliabad nach Kaswin, um sich von dort einerseits nach Rescht, andererseits nach Täbris abzuzweigen. Von dem Dorfe Aliabad, das ziemlich genau auf halbem Wege von Teheran nach Kaswin liegt, wendet man sich nördlich zu dem nahen

Hif, welches sich in einer von relativ niedrigeren Bergen gebildeten Vorstufe des Alburs befindet.

Man kann das Kohlenvorkommen von Hif in zwei durch Felsarten anderer Formationen getrennte Felder eintheilen, ein östliches und ein westliches. Thoneisensteine kommen allenthalben mit der Kohle vor.

Nach dem östlichen Kohlenfelde reitend, lässt man zunächst ein kleines Dorf Namens Schelemedschar nördlich liegen und kommt über ein von Blöcken bedecktes Terrain, aus welchem an wenigen Punkten ein Conglomerat anstehend hervortritt, welchem ich ein jüngeres Alter zuerkenne, als den Formationen, denen die Blöcke angehören. Ob diese letzteren etwa als Eiszeitspuren zu betrachten wären, ist wohl noch sehr fraglich. Ich halte mich wenigstens nicht für berechtigt, in einer so wichtigen Frage auf Grund einer flüchtigen, nicht näher verfolgten Beobachtung ein Urtheil zu fällen. Unter den Blöcken zeichnet sich ein rother Sandstein und ein dunkler, weiss geäderter Kalk mit aschgrauen Verwitterungsflächen aus.

Bald kommt man, etwa $^1/_4$ Farsach östlich von Hif, in das Gebiet des grünen Sandsteins der kohlenführenden Formation. Ich verfolgte dieselbe bis zum Thale von Sefiderek, $1^1/_4$ Farsach östlich von Hif. Die meisten und deutlichsten Ausbisse der Kohle selbst befinden sich zwischen $^3/_4$ und 1 Farsach von Hif entfernt. Die Lagerungsverhältnisse sind hier leider nicht überall regelmässig. An einer Stelle beobachtete ich das Einfallen eines 2 Schuh mächtigen Flötzes nach Nordwest bei einer Neigung von $24^1/_2$ Graden. Doch bald verwarf sich das Flötz, das ich nicht weit davon vertical gestellt fand. Weiterhin gegen Sefiderek zu wird die Hauptrichtung der Schichten regelmässiger und entspricht ziemlich genau der Linie O.-W. Härtere Sandsteinbänke ragen überall als Kämme hervor und zeigen das Streichen der Formation auf weite Entfernung hin an. Doch bleibt der Neigungswinkel der Schichten meist ein ziemlich steiler, was bei der eventuellen Ausbeutung dieses Vorkommens die Schwierigkeiten immerhin etwas erhöhen wird. Ich glaube nicht, dass man es hier mit mehr als zwei Flötzen zu thun hat, obschon in Folge mehrfacher Verwerfungen und Faltungen des Schichtenbaues die Kohle in zahlreicheren mehr oder minder zu einander parallelen Linien ausbeisst.

Das Dorf Hif selbst steht auf der östlichen Seite des westlichen Kohlenfeldes. Doch trifft man die ersten Ausbisse der Kohle hier erst $^1/_2$ Farsach weiter westlich, nachdem man einige niedrige Bergrücken passirt hat. Diese zunächst Hif befindlichen Aufschlüsse scheinen ebenfalls 2 Flötze anzudeuten. Die Neigung der Schichten ist hier ziemlich steil gegen SO. und die Beschaffenheit der Kohle schlechter als an anderen Punkten.

Auf der westlichen Seite des Thales, welches sich uns hier öffnet, welche durch einige unbedeutende dort entspringende Rinnsale und ein kleines Gebüsch ausgezeichnet ist, sind die Verhältnisse für den Abbau bequemer. Ich fand dort an mehreren Stellen bei einem Streichen in Stunde $11^1/_2$ ein Einfallen von 29 Graden nach Westen, an anderen von 30 Graden. Die geringe Differenz dieser Neigungen bekundet eine für den Abbau günstige Regelmässigkeit der Lagerung.

Auch hier glaube ich das Vorhandensein zweier verschiedener Flötze annehmen zu müssen, da ich bei den mehr westlichen, hangenden Ausbissen keine Pflanzenreste fand, während fossile Pflanzen in reicher Menge in den Schieferthonen in der Nähe des Liegendflötzes vorkamen. Die meisten der von mir bei Hif gesammelten fossilen Pflanzen stammen von hier. Die Mächtigkeit des Hangendflötzes fand ich hier zu 2 Fuss, das Liegendflötz keilte sich gegen die Tagesoberfläche hin etwas aus, hatte aber, wie sich beim Graben ergab, schon in der Tiefe von wenigen Metern die Mächtigkeit von mehr als 1 Fuss erreicht, woraus man auf eine weitere Zunahme der Mächtigkeit nach Innen schliessen könnte. Die Kohle war hier überall von guter Beschaffenheit.

Noch weiter westlich gegen das Dorf Misküll zu findet sich Kohle in einer Mächtigkeit von $1^1/_2$ Schuh und streicht die Formation dort unter Stunde 21 mit westlichem Fallen bei mässiger, 36 Grad nicht übersteigender Neigung. Ich halte das hier besprochene Flötz für das Hangendflötz der Formation, welches von den früher genannten Localitäten durch eine Verwerfung getrennt ist.

Die ganze, soeben geschilderte Partie der Kohlenformation des westlichen Kohlenfeldes von Hif wird im Norden und im Süden von höheren Bergen eingeengt. Der Berg im Süden heisst Badschbend. An seinem Rande, in dessen Nähe ebenfalls einige schwache Kohlenausbisse vorkamen, wird das Streichen der Kohlenformation wieder ein mehr ostwestliches. Auffällig aber bleibt die Erscheinung von Streichungsrichtungen in der Zone der geschilderten Kohlenformation, welche so gar nicht mit dem allgemeinen Gebirgsstreichen übereinstimmen. Wir befinden uns hier augenscheinlich in einer Region der Zusammenpressung des letzteren (vergl. meinen Aufsatz über die Bildung von Querthälern, Jahrb. der geolog. Reichs-Anst. 1878, pag. 592). Das ist eine für den Abbau im Allgemeinen nicht sehr günstige Thatsache.

Wenn man von Hif aus nordwestlich den Weg nach dem Thale von Chosen einschlägt, so trifft man in der Nähe des Dorfes Owiek abermals auf Steinkohle, die derselben Formation angehört, wie die bei Hif, welche aber durch andere Gesteine von der letzteren getrennt erscheint. Die Distanz dieses Vorkommens von Misküll mag über 1 Farsach betragen. Bald hat man es hier mit annähernd horizontalen, bald mit unter 50—70 Grad geneigten Schichten zu thun. Ich kenne hier nur ein Flötz und dessen Mächtigkeit kann als zwischen 2 und 3 Fuss schwankend angegeben werden. Indessen sind zwei freilich nur dünne Lagen tauben Gesteins hievon abzurechnen.

Wenden wir uns nun von diesen Gegenden (Hif, Owiek) aus östlich.

Herr Polak theilt mir mit, dass in dem Engthal von Ferezad bei Ewin (also etwas nordwestlich von Teheran) am Wege von Imamsadeh Dawud Spuren von Kohlen vorkommen. Es ist mir sehr zweifelhaft, ob die betreffende Formation dort eine grössere Ausdehnung erlangt.

Dagegen ist es zunächst das Flussgebiet des Keretsch, in welchem mir wieder das Auftreten der Liasformation in beachtenswertherer Weise bekannt ist. Diese Vorkommnisse liegen allerdings höher im Gebirge drin, als die Kohlen von Hif.

Das Dorf Hajmadscha liegt hoch in einem von NW. kommenden Seitenthale des Keretschflusses. Nördlich der hohen Gipfel des Serijud und des Hesorbende und noch ehe man zu der noch höheren Kuppe des Kertschun gelangt, wird die kohlenführende Formation auf dem niedrigeren Verbindungsstück dieser Berge angetroffen. Südlich vom Kertschun streicht dieser Sandstein mit seinen Bänken in Stunde $9^1/_2$. Mehr gegen den Serijud zu sah ich den grünlichen Sandsteinen eine Bank eines hellen Dolomits eingelagert. Gegen den Hesorbende zu kommen Ausbisse von Kohle vor und ist auch hier Thoneisenstein zu finden. Geht man von den Kohlenausbissen gegen den Hesorbende zu, so erblickt man auf einmal einen vorstehenden Kamm von hellem Quarzit, dessen Fortstreichen gegen den Serijud in Stunde 11 man von der Höhe des Hesorbende aus deutlich verfolgen kann. Der Quarzit erscheint dem Sandstein eingelagert, denn letzterer kommt hinter ersterem unmittelbar wieder zum Vorschein und führt hier in der nächsten Nähe des dolomitischen Hesorbende ziemliche Mengen von thonigem Brauneisenstein, welcher vielfach in Knollen umherliegt.

Wenn nun auch am Hesorbende die Schichten des Lias eine Strecke lang westlich fallen, so beobachtet man doch von höheren Punkten dieser Gebirgsmasse und namentlich vom Gipfel des Hesorbende aus deutlich, wie die ganze Zone der Liasgesteine, welche durch ihre schmutzig blaugraue Gehängefarbe von den anderen Gesteinszonen absticht, sich im Ganzen in westöstlicher Richtung hinzieht und über das Thal von Lowra, wie der Hauptquellfluss des Keretsch heisst, auf die jenseitigen Gebirgslehnen hinübersetzt. Die deutlichsten Ausbisse von Kohle gehen dort oberhalb der Dörfer Nissam und Sereseh zu Tage.

Ich habe über diese Kohlenvorkommen von Hajmadscha und Nissam bereits in meinen ersten Briefen aus Persien (Verh. d. geolog. Reichsanst. 1874. Nr. 3 u. 4) kurz berichtet.

Nördlich vom Keretschflussgebiet über die Wasserscheide des Kendemun (auch Kendewan) in das Flussgebiet des nach Masenderan und ins kaspische Meer gehenden Tschalus reisend, trifft man am Nordfusse der Wasserscheide bei der Kendewan-Karavanserai wieder die Liassandsteine und sind dort die verschiedenen Störungen derselben und ihr wechselndes Fallen sehr gut zu beobachten. Sie bilden auch den südlichen Abhang des Ziobische (Schwarzbusch), welcher seinen Namen davon trägt, dass hier die Berglehnen bereits mit niedrigem zerstreutem Baum- oder Strauchwuchs belebt erscheinen, der Anfang der Masenderaner Waldregion, während noch der Kendemun ähnlich wie der Schemiran und die Berge des Keretschthales ganz kahl waren. Auch am Ziobische ist das Einfallen bald nach Norden, bald nach Süden gerichtet und fand ich dort den Ausbiss eines Kohlenbesteges von 3 bis 4 Zoll Mächtigkeit.

Man braucht sich dereinst, sollten in der Zukunft locale Bedürfnisse die Aufsuchung fossilen Brennstoffs in einzelnen Theilen des Alburs wünschenswerth machen, durch solche geringe Mächtigkeiten an der Tagesoberfläche nicht gerade unbedingt abschrecken zu lassen, die Verhältnisse können ja in der Tiefe günstiger werden.

Dann sah ich wieder hinter Marsanabad auf dem Wege nach Mardenghi und Benawschedeh eine breite Zone von Liassandstein. Die Sandsteine enthalten hier etwas grössere Blättchen von Glimmer. Dieselben erstrecken sich bis in die Gegend von Hassankäf (auch Hassankeif gesprochen). Dort kommt nach der Angabe Woskoboinikoff's auf dem Wege nach Daku, 10 Werst von Hassankäf entfernt, ein einen halben Fuss mächtiges Kohlenflötz vor. Auch Pflanzenreste wurden dort gefunden.

Auch am unteren Tschalus unterhalb der Einmündung des von dem Kesselthal Kelardescht kommenden Bachs sah ich abermals die Sandsteine des Lias, die hier weniger grünlichgrau, sondern mehr blaugrau gefärbt erscheinen. Unbedeutende Bestege von Kohle und Kohlenschiefer waren denselben untergeordnet.

Gehen wir weiter nach Osten, so möchte ich zunächst die Aufmerksamkeit auf die Kohlenvorkommnisse im Dschedscherudgebiet am Berge Ladschini bei Rute lenken, über deren Auffindung ich schon 1873 (Verh. d. geolog. Reichsanst. 1874, p. 54) berichtet habe. Ich sah dort grünliche, feste Sandsteine, welche nördlich fielen. Denselben waren zwei, an den untersuchten Stellen je etwa $1^1/_2$ Fuss bis 1 Meter, im Durchschnitt über 2 Fuss mächtige Steinkohlenflötze eingelagert, und liess sich wenigstens das eine dieser Flötze auf weite Erstreckung hin an dem betreffenden Abhange verfolgen. Mit der Kohle waren zunächst Lager eines dunkelgrauen Schieferthons verbunden. Mit diesen Schieferthonen kamen auch allenthalben Brauneisensteine vor. Die Gesteine der Liaskohlenformation erreichen hier bereits eine beträchtliche Seehöhe ihres Auftretens, ähnlich wie noch etwas weiter östlich in der Umgebung und am Abhange des Demavendberges.

Die Existenz dieser Formation nördlich von den Dörfern Ah und Muberekkabad wurde von mir bereits in einem Briefe aus Teheran (Verh. d. geolog. Reichsanst. 1874, p. 360) angegeben. Der südliche Abhang des Berges Siodschar besteht aus den nördlich fallenden Liassandsteinen, unter welche auf's Deutlichste mit ebenfalls nördlicher Neigung die paläozoischen Kalke jener Gegend einschiessen. Wenn man den Bach von Muberekkabad aufwärts geht, so trifft man gleich nach Verquerung der Kalkmassen auf Ausbisse eines schwarzen Gesteins an der Basis der Sandsteine. Ich konnte jedoch daselbst nur dunkle Schiefer, nicht aber Kohle erkennen. Dagegen war hier ein einige Zoll dickes Flötz von Thoneisensteinknollen zu beobachten. Etwas weiter nordöstlich aufwärts, nicht allzu hoch über dem Bett des Baches, findet man dann ächte Kohlenausbisse. Doch ist die Zersetzung des Terrains an der Oberfläche einer genaueren Beurtheilung des Werthes dieser Kohle hinderlich. An der Berglehne hinaufsteigend, an welcher mehrere durch Weidengebüsch in ihrer Umgebung und sumpfige Rasenplätze markirte Quellen entspringen, gelangt man etwa in 800 Fuss Höhe über dem ersten Kohlenausbisse an einer sehr steilen Entblössung auf einen zweiten Ausbiss, in dessen Nähe ich Schiefer mit Pflanzen und Thoneisensteinen fand.

Diese ganze Partie liegt südlich vom Laarthale. In einem Seitenthale des letzteren, Namens Diwasia, kommen nach Angabe des Dr. J. E. Polak (Persien, 2. Theil, p. 178) ebenfalls Steinkohlen vor. Nach

der mündlichen mir gemachten Versicherung Herrn Polak's soll diese Localität besonders versprechend sein.

Ost-Nördlich der Stadt Demavend schneidet man eine Partie des liassischen Kohlensandsteins auf dem Wege nach Deschtimeso. Im obersten Theil des Thales Werin kommt diese Formation ebenfalls vor am Südabfall des Gebirgshauptkammes, und sind dort Thoneisensteine derselben untergeordnet, wie aus mit dem Bache herabkommenden Geschieben geschlossen werden muss. In der Nähe des in Ruinen liegenden Imamsadeh von Taar sieht man wieder die grünlichen Sandsteine.

Diese Sandsteine gehören in die Fortsetzung der Liaspartie, welche etwas mehr westlich vom Passe von Imamsadeh Haschim auf der Nordseite desselben Gebirgskammes auftritt und welche ebenfalls durch das Vorkommen von Thoneisensteinen, wenn auch in anscheinend geringerer Menge ausgezeichnet ist und von welchem ich einige Proben bei der kleinen Karavanserai wie etwas unterhalb der Passhöhe sammelte. Auf Kohlenausbisse bin ich dort nicht gestossen.

Steigt man durch die nördlich von diesen Sandsteinen folgenden Kalkschluchten hinab, bis die Gegend sich wieder öffnet, und verfolgt man dann den Weg, der rechts an der Berglehne hinauf in der Richtung nach Newo führt, so trifft man wieder auf den bekannten Typus der grünlichen Sandsteine und kommt an Kohlenausbissen vorbei, die dicht am Wege sich befinden. Wir dürften es hier mit grosser Wahrscheinlichkeit mit der directen Fortsetzung der Kohlenformation des nahen Laarthales zu thun haben, während die Sandsteine nördlich von Imamsadeh Haschim wohl der Fortsetzung des Zuges des Siodschar bei Muberekkabad entsprechen.

Auf dem Wege nach Newo trifft man noch einmal diese Sandsteinformation, welche dort die älteren Kalkmassen mit nördlicher Fallrichtung überlagert und sich westlich über Iro nach Ask an dem Heras fortsetzt. Ich sah auch ein Kohlenvorkommen bei Ask, jedoch nicht ganz von der Mächtigkeit, wie das von Grewingk (l. c., pag. 100) angegebene. Dieser Autor spricht hier von $1\frac{1}{2}$ Arschin Mächtigkeit. Der von mir beobachtete Punkt befindet sich am rechten Herasufer unmittelbar unter der Einmündung des von Iro herabkommenden Thales. Die Sandsteinformation hält an, wenn auch theilweise durch vulcanische, vom Demavend ausgegangene Gesteine oder durch Massen von Gebirgsschutt verdeckt, bis in die Gegend von Niagh, welches in dem von Newo herabkommenden Thale gelegen ist. Am linken Herasufer wurden mehrfach Ausbisse von Kohle dicht am Flusse beobachtet.

Schon von früheren Reisenden ist des Vorkommens von Kohlenformation bei Abigerm am Abhange des Demavend gedacht worden. Taylor Thomson (journal of the roy. geogr. society of London 1838) hat sie bereits bemerkt. Einige Minuten oberhalb der heissen Schwefelquelle beissen schwache Kohlenflötze aus, und fand ich hier das Streichen der Formation in Stunde $8\frac{2}{5}$ und ein Einfallen von meist 48 Graden nach NO.

Auch noch weiter nördlich am Abhange des Demavend fand ich dieselbe Formation in den Umgebungen des grossen Thales Taluh sehr verbreitet. So sah ich einen grauen, kleine Glimmerschuppen füh-

renden, hierher gehörigen Sandstein in dem kleinen Thälchen Usche zwischen den Dörfern Abigerm und Melar. Derselbe kommt abwärts auf dem Wege gegen Arineh zu wieder zum Vorschein, vom Uschethal herüberstreichend. Arineh, Mun i Mehalle, Gasun und Gesenagh sind die Namen der zum Theil durch schöne Baumgruppen gezierten Dörfer im Taluhthale, von oben nach unten gerechnet. Zwischen Gasun und Gesenagh tritt mit ostwestlichem Streichen und unter 70 Grad nach Norden fallend wieder der betreffende Sandstein in grossen Felsplatten am rechten Ufer des Baches auf.

Schrägüber an der rechten Herasseite ist abermals eine Partie des Lias zwischen die Kalkkuppen des Nelkemar und des höheren Schosfer eingeklemmt.

Weiter den Heras abwärts kommt die in Rede stehende Formation wieder bei Waneh zum Vorschein, dann durch einen Kalkzug von diesem Vorkommen getrennt, stromabwärts abermals, dann bei Baidun (auch Baidschun genannt), und zwar am linken Ufer des Flusses.

Ich habe der Verhältnisse des Auftretens der Liasformation in der Umgebung des Demavend schon in meiner Arbeit über diesen Vulkan gedenken müssen. Das dort (Jahrb. der geolog. Reichs-Anst. 1878) Gesagte kann hier noch verglichen werden.

In den Flüssen Alamrud und Alischrud, westlich von Amol, finden sich Geschiebe von Kohle, die völlig den Charakter der liassischen Steinkohle des Alburs an sich trägt. Sofern die dichten Urwälder jener Gegend dies nicht erschweren, so könnte man durch Verfolgen der betreffenden Geschiebe flussaufwärts bis zu dem Punkte, wo sich dieselben nicht mehr zeigen, den Ort ihres anstehenden Lagers annähernd ermitteln. In jedem Falle aber beweisen uns dieselben die Verbreitung des Lias bis an den Nordrand des Gebirges in der Nähe der kaspischen Küste.

Verlassen wir das Herasprofil und kehren wir wieder in die Gegend östlich der Stadt Demavend zurück, so erscheint uns die wahrscheinliche Fortsetzung der von Imamsadeh Haschim nach Werin und Taar streichenden Liaszone östlich der beiden Seen von Taar. Ehe man von diesen Seen wieder zu der ersten bewohnten Ansiedlung kommt, erscheint der Liassandstein an dem Tschemendo genannten Anger. Dort, wo dann unterhalb Tschemendo der hier westöstlich fliessende Bach eine kurze Biegung nach Norden macht, sieht man den dunklen Devonkalk, den der Bach dabei durchquert, vom rothen Sandstein ab nördlich fallen und im Hangenden dieses Kalks wird dann überall am linken Ufer des von Neuem westöstlich gerichteten Baches die Sandsteinformation des Lias bemerkt. Der Bach bildet hier eine Strecke lang das typische Beispiel eines Scheidethals zwischen der Kalk- und der Sandsteinformation. Man kommt jetzt zu einem Complex von Dörfern, die den Collectivnamen Mumetsch führen. Der Specialname des ersten dieser Dörfer ist Hawis. Unterhalb desselben bekommt der Bach sogar eine südöstliche Richtung, so dass man ihm folgend wieder in die liegende Kalkzone geräth. Doch bestehen unterhalb des dritten Dorfes von Mumetsch (Untermumetsch) die Gehänge des linken Ufers wieder ganz aus dem grünen, braun verwitternden Sandstein.

Der hier beschriebene Zug von Sandsteinen scheint der Gehängefärbung nach noch in einer schmalen Zone östlich von Delitschai am Südgehänge des hohen Gebirgskammes vorzukommen, welcher nördlich der Linie Delitschai-Aminabad die Fortsetzung des von Imamsadeh Haschim über den Kuh i Mas nördlich der Taarseen herüberstreichenden Alburshauptkette bildet und im Tacht i Ali bei Aminabad endigt.

In dem Durchschnitt durch den Alburs zwischen Firuskuh und Sari vermag ich das Auftreten von Liassandsteinen nur einmal mit Sicherheit anzugeben, das ist am Talar gleich unterhalb des Tengi Abassabad (Engpass von Abassabad) in der Umgebung der Karavanserai gleichen Namens. Sie ruhen hier auf den Kalken, die zu beiden Seiten des genannten Engpasses anstehen, und dürften über die Berge von Nejofter, wo Grewingk (l. c., pag. 109) die kohlenführende Formation angibt, mit der Liassandsteinpartie von Newo, Iro und Ask in Verbindung stehen und mit diesen zu einer Zone gehören.

Weiter im Osten besitzen wir Nachrichten über die kohlenführende Formation erst wieder aus den Umgebungen des imposanten Schahkuh (oder Königsberges) nach den von Grewingk geprüften Angaben Woskoboinikoff's. Bei der Quelle Schalür sieht man Kieselconglomerat auf Sandsteiuen ruhen, in welchen sich Zwischenlagen von Sphärosiderit, Roth- und Spatheisenstein, sowie zahlreiche Pflanzenabdrücke vorfinden. Es erheben sich aus den Sandsteinen und Conglomeraten zwischen Schahkuh und Tschalichan Gesteine, die als braune Melaphyre bezeichnet werden, sowie weiter hinauf auch Schieferthonschichten vorkommen, in welchen Steinkohle und Kohlenthon mit Magneteisen und bituminösem Schiefer, Anthrakonit und Thoneisenstein gefunden wurden. Diese Steinkohlenformation erstreckt sich nach Woskoboinikoff von Ost nach West 50 Werst weit beim Dorfe Schahkuh vorüber bis Todsches an den Quellen des Schahrud.

Auch Napier (Diary of a tour in Khorassan and Notes on the eastern Alburztract, Journal of the geogr. soc. London 1876, p. 72) traf auf dem Wege von Schahkuh bis Tasch verschiedene Male auf Kohlenausbisse. Die Bevölkerung von Schahkuh aber, schreibt er, scheine den Werth der Kohle nicht zu kennen und habe niemals diese Minen bearbeitet.

Dagegen sei während einiger Zeit bei Tasch etwas Kohle erzeugt und nach Gez an's kaspische Meer zum Gebrauch für russische Dampfer gebracht worden.

Nördlich vom Dorfe Tasch nämlich, zwischen Asterabad und Schahrud, kommen wieder Liassandsteine vor. Sie sind wie gewöhnlich grünlich und führen vielfach helle Glimmerschüppchen. Denselben sind sandige Schiefer, dunkle, kalkige, etwas Spatheisen enthaltende Schiefer und schwarze, graue oder gelbliche Schieferthone eingelagert, in welchen sich Pflanzenreste vorfinden. Ausserdem kommen auch kleinkörnige, helle Quarzconglomerate in den Sandsteinen vor. Thoneisensteine fehlen nicht. Doch habe ich davon nur Proben ziemlich schlechter Qualität gesehen.

Die Kohlenflötze, die ich hier bei meinem Besuch im Spätherbst 1874 zu sehen Gelegenheit hatte, waren durch Lagen von Brandschiefer oder gar von taubem Gestein vielfach verunreinigt und sind deshalb

nicht von sehr grosser Bedeutung, sofern nicht in der Tiefe oder an anderen vorläufig nicht bekannten Ausbissstellen diese Verunreinigungen aufhören. In der Nähe der Flötze und der Brandschiefer finden sich vielfach Ausblühungen von bittern Salzen, welche in kleintraubigen Formen oft ganze Strecken mit einer weissen Kruste überziehen. Dies ganze Schichtensystem liegt mit nördlichem Fallen auf röthlichen, namentlich aber roth verwitternden, andererseits hellgrünen oder weisslichgrünen, dichten, sehr thonigen Kalken oder Mergeln, die wir schon gelegentlich der Beschreibung des Schwefel- und Alaunvorkommens von Tasch näher geschildert haben. Die Schichtenstellung hier kann aber, wie gleichfalls schon früher erörtert wurde, als überkippt gedacht werden, insofern auf der Nordseite dieser Liaszone Gebilde auftreten, welche älter als Lias sind.

Das beobachtet man, wenn man von Asterabad kommend vom Dschilin-Bilinpasse herabgestiegen ist und die versteinerungsreichen paläozoischen Gebiete von Suturuwar und Kelbehide, sowie die Diorite von Heftitscheschme und Chokisefid passirt hat und nun auf den Wadschmenunpass hinaufsteigt. Die Nordseite desselben wird von Diabasen gebildet, über welche nur an wenigen Stellen die Liassandsteine hinübergreifen. Auf der Südseite jedoch tritt der Lias mit mehrfachen Ausbissen dunkler Brandschieferflötze von 1 bis 1½ Fuss Mächtigkeit auf und bildet ein sehr schüttiges Terrain, weshalb man überall Risse sieht, wo das geborstene Gebirge hinabzufallen droht und der schmale Saumpfad oft nur mit Gefahr passirbar wird.

Parallel mit dem hier geschilderten Liaszuge von Tasch und am Wadschmenun ist südlich davon ein anderer Zug solcher Gesteine am Südabhange des Berges Tapal, welcher sich zwischen dem Hochplateau der Sahra i Mudschen im Norden und der Hochebene zwischen Schahrud und Deh i Mullah im Süden erhebt. Steinkohlen von guter Qualität kommen hier bei der Ruine Perichan, 5 Farsach von Schahrud und 2 Farsach von Deh i Mullah vor.

Auch hier fällt die Formation nach Norden ein, unter Kalkmassen, welche sich durch ihre Versteinerungen als entschieden paläozoisch erwiesen haben. Also ist hier eine überkippte Schichtenstellung ganz zweifellos.

Schahrud ist der östlichste Punkt, bis zu welchem ich bei meinen Ausflügen in Persien gelangt bin.

Napier (l. c. pag. 111) constatirte Kohle von guter Qualität noch weiter nordöstlich in dem Gebirge westlich von Nowdeh. Dieses Dorf liegt am Nordabhang des Alburs an einem der Zuflüsse des Gurgan. Vielleicht kann diese Kohle dereinst zu einiger Bedeutung gelangen, insofern hier nach dem Urtheile Napier's in der ganzen Gebirgskette von Teheran bis Herat der leichteste Uebergang über den Alburs und seine östlichen Fortsetzungen zu finden ist. Der betreffende Weg führt von Nowdeh über Tulbin nach Jajarm und es wäre nicht undenkbar, dass er einmal in der ferneren Zukunft bei Eisenbahnprojecten in Rechnung käme. Freilich müsste dann jene Gegend vor den Uebergriffen der Turkmenen gesicherter sein, als heutzutage.

Nach mündlichen, mir gewordenen Berichten soll Steinkohle auch in dem Gebirge bei Meschhed in Chorassan und bei Herat in Afghanistan vorkommen. Auch der englische Legationssecretär Eastwick erwähnt in seinem Berichte vom 5. Juli 1861 (vergl. Blaubuch), dass er unter verschiedenen Mineralproben, die man ihm von Meschhed brachte, Kohle gesehen habe. Es wird das keine andere sein, als die Alburskohle. Wir hätten da nur einige vorgeschobene Posten derselben nach Osten, die vielleicht eine Verbindung mit den jurassischen Kohlenbecken Ostindiens andeuten. Leider ist Afghanistan geologisch völlig unbekannt, und so bleibt der Combination über die Beziehungen zwischen ungefähr gleichaltrigen Gebirgsgliedern in Persien und Indien ein allzu offener Spielraum.

Ueberblicken wir Alles, was wir gegenwärtig über die Verbreitung und Ausdehnung der kohlenführenden unterjurassischen Formation im Alburs wissen, so lässt sich nicht leugnen, dass dieselbe eine ziemlich grosse ist. Zu bedauern bleibt nur, dass die Zahl und Mächtigkeit der eigentlichen Kohlenflötze nirgends über ein bescheidenes Mass hinausgeht, so dass von einem Vergleich dieses Kohlengebietes mit den wichtigeren Kohlenrevieren Europas keine Rede sein kann. Man könnte, wie ich einmal in einem Reiseberichte sagte, im Interesse eines eventuellen Aufschwunges der Industrie in Persien wünschen, die Masse des in der besprochenen Formation vertheilten fossilen Brennstoffs wäre concentrirter, das heisst, man würde wollen, dass die Ausdehnung der Formation lieber geringer, dagegen die Zahl und Mächtigkeit der in ihr vorkommenden Kohlenschichten grösser sei. Andererseits ist, wie ich oft betont habe, das Mitvorkommen von Sphärosideriten und thonigen Brauneisensteinen mit der Kohle ein nicht zu übersehender Vortheil, selbst wenn die Qualität dieser Eisensteine in vielen Fällen nicht die beste wäre.

Die Qualität der Kohle selbst ist in der Regel vortrefflich. Herr K. v. John (Verh. der geolog. Reichs-Anst. 1878, pag. 121) hat die von mir mitgebrachten Proben der Kohle von Hif untersucht. Er beschreibt sie als eine schöne, glänzende Schwarzkohle, die nur sehr wenig Asche enthält und eine bedeutende Menge von sehr schönem, festem Coaks gibt.

Die Untersuchung ergab folgendes Resultat:

Wasser	9·4	Procent
Asche	1·3	„
Ausbringbare Coaksmenge . .	76	„
Calorien	7200.	

Daraus geht hervor, dass die persische Schwarzkohle mit den besten österreichischen Kohlen verglichen werden kann.

In jedem Falle haben wir im Alburs das wichtigste Kohlenrevier Persiens vor uns, so weit die vorliegenden Daten einen diesbezüglichen Schluss erlauben.

Dass aber eine umfassende Inangriffnahme der Ausbeutung der persischen Kohlen schon jetzt zeitgemäss sei, will ich nicht behaupten, da ja überhaupt dem Bergbaue in Persien noch mancherlei Hindernisse im Wege stehen dürften.

Nicht etwa, als ob die nöthigen Materialien für bergbauliche Urproduction in den persischen Gebirgen nicht aufgespeichert wären, aber die wirthschaftlichen und politischen Zustände des Landes sind so abweichend von den Bedingungen, unter welchen in anderen Ländern industrielle Thätigkeit stattfindet, dass erst eine vielseitige Veränderung dieser Verhältnisse und eine Vergrösserung des europäischen Einflusses in Persien auch für den Bergbau daselbst einen Aufschwung erwarten lassen, obwohl die Regierung Nasr Eddin Schah's in vieler Beziehung den guten Willen zu Reformen bekundet. Allein der beste Wille eines erleuchteten Fürsten und die Bestrebungen einiger europäisch gebildeter Minister reichen nicht immer aus, um den Zuständen, die sich seit langer Zeit herausgebildet haben, sofort ein anderes Gepräge zu verleihen.

Sehen wir ganz ab von den Schwierigkeiten, welche jede ernsthafte Unternehmung in einem Lande finden muss, dessen Bevölkerung einschliesslich der Beamtenclassen alle die Eigenschaften und Leidenschaften besitzt, von denen uns der englische Reisende Morrier in seinem Roman „Hadschi Baba" eine ebenso erheiternde als naturgetreue Schilderung gibt, so bleibt die Frage der Communicationen noch eine der schwierigsten.

Selbst für relativ zugängliche Gegenden sind die Verbindungen derart, dass an einen bequemen, raschen und billigen Transport gewonnener Rohproducte nicht zu denken ist.

Ich komme hier auf das Beispiel zurück, welches ich bereits in einem Schreiben an Dr. Dölter (Verh. der geolog. Reichs-Anst. 1875, pag. 42) angeführt habe. Die Lage der Kohlenminen von Hif ist eine der günstigsten, was die natürliche Beschaffenheit der Exportbedingungen anlangt. Das Kohlenvorkommen befindet sich nicht, wie etwa das vom Berge Ladschini oder das von Nissam, mitten in einem wilden Hochgebirge, sondern am Rande des Alburs nur 1 bis $1^1/_2$ Farsach von der ebenen Karavanenstrasse, die von Kaswin nach Teheran führt, entfernt und liegt nicht weiter als 10 deutsche Meilen von letzterer Stadt. Ein fahrbarer Weg wäre ohne Schwierigkeiten bis Hif anzulegen. Die Karavanenstrasse wird an vielen Punkten von den zahlreichen Bewässerungscanälen gekreuzt, die von den Gebirgsbächen zu den verschiedenen Dörfern in der Umgebung der Strasse führen und den Verkehr für belastete Wägen unmöglich machen. Mit einer Anzahl kleiner Brücken über diese Canäle und mit Abzugsgräben an der Seite der Strasse für die Zeit der Regengüsse oder etwaiger Schneeschmelzen nach strengeren Wintern wäre schon viel erreicht. Aber diese Einrichtungen sind eben nicht vorhanden, und so geschieht der Transport aller Frachten jetzt, wie schon vor einigen tausend Jahren auf dem Rücken von Maulthieren, Eseln und Kameelen. Schon der Preis der Kohle von Hif an der Grube ist, wie bei der mangelhaften Abbaumethode erklärlich, nicht gerade billig und beträgt 8 bis $8^1/_2$ Franken für den Chalvar (1 Chalvar etwa gleich 6 Zollcentner). Aber in Teheran wechselt der Preis dieser Kohle von 16 bis 23 Franken. Im Sommer pflegt die Kohle schon der mangelhaften Nachfrage wegen am billigsten zu sein und wird mit 16 bis 18 Franken verkauft. Im Winter ist sie theuer. Ich habe im Winter 1873/74, der sich durch einen für Persien unge-

wohnt grossen Schneefall auszeichnete, ausnahmsweise sogar den Chalvar mit 25 bis 30 Franken bezahlt. Noch vor etlichen Jahren war die Kohle in Teheran billiger, denn Dr. J. E. Polak gab in seinem Aufsatz über die Communicationsmittel, die Sicherheit des Eigenthums und der Reisenden und über Asyle in Persien (Mitth. der k. k. geogr. Ges. 1861, pag. 43) den Preis derselben auf 1—$1^1/_5$ holl. Ducaten an.

Diese Preisangaben beweisen eine grosse Unregelmässigkeit des Verkehrs und zeigen ferner, dass wenn der Preis der Kohle sich schon auf dem kleinen Wege von Hif nach Teheran mehr als verdoppelt, es nicht rathsam erscheinen kann, noch entferntere Absatzplätze für diesen Brennstoff ins Auge zu fassen. Bei dem Mangel jeder kohlenbedürftigen Industrie in Persien ist diese Frage auch nicht dringend.

Andererseits ist bei dem genannten Erzeugungspreise der Kohle selbst bei etwas besseren Communicationsmitteln als die jetzigen an eine Placirung der persischen Kohle auf ausländischen Märkten schwer zu denken. Die nächstliegenden ausländischen Absatzgebiete dieser Kohle wären die russischen Umgebungen des caspischen Meeres und dort macht neuerdings die Verwendung von Naphtharückständen als Heizmaterial für Dampfkessel beinahe jeder Kohle die Concurrenz unmöglich. Früher verkaufte man die Donjetzkohle in Baku mit 55 bis 60 Kopeken per Pud, jetzt heizen beinahe alle Dampfer des caspischen Meeres mit jenen Rückständen, von denen das Pud im Jahre 1875, als ich Baku besuchte, nur etwa auf $5^1/_2$ Kopeken zu stehen kam und welche ausserdem von vorzüglicher Heizkraft sind.

Die persische Alburskohle wird unter diesen Umständen erst in der Zukunft und nach eventuell eingetretener Aenderung der gegenwärtigen Verhältnisse die ihr zukommende Bedeutung erlangen. In vielleicht näherer Zukunft ist diese Bedeutung jedenfalls für eventuelle persische Bahnen augenfällig.

Ausser den Kohlenvorkommnissen im Alburszuge scheinen auch die das südwestliche Persien begrenzenden Gebirgsketten mit Steinkohlen bedacht zu sein.

Dr. Otto Blau (Vom Urmiasee nach dem Wansee, Petermann's geogr. Mitth. 1863, pag. 201) fand einzelne stark schiefrige Steinkohlenstücke in einem trockenen Bachbette bei Tschobanly und schloss daraus auf Kohlenlager in der Nähe. Derselbe Reisende beobachtete bedeutende Steinkohlenlager zwischen Gernawig und dem Thale des Koturtschai, welche „so an der Oberfläche liegen, dass man die schönste Pechkohle auf der Strasse auflesen könnte" (l. c. pag. 207). Das ist aber nicht mehr persisches, sondern türkisches Gebiet.

Welchem geologischen Horizont diese Kohle angehört, darüber lässt sich bei der mehr als mangelhaften Kenntniss von dem Gebirgsbau der Ketten Kurdistans nicht einmal eine Vermuthung aufstellen. Nach mündlichen Berichten, die ich von einem aus der Gegend von Kirmanschah stammenden Perser erhielt, sollen dort in dem Gebirge bei Hulilan ebenfalls Steinkohlen bemerkt worden sein. Diese könnten wohl den von Blau zwischen dem Urmiasee und den Wansee aufgefundenen Kohlenlagern im Alter entsprechen, und würde dann die Annahme einigermassen nahe gelegt sein, dass auch in der Hochgebirgskette Kurdistans, im Grenzgebiete der Türkei und Persiens eine kohlen-

führende Formation ähnlich wie im Alburs in grösserer Ausdehnung und Verbreitung vorkomme. Hiezu kann man noch die Angabe bei Hochstetter (Asien, Wien 1876, pag. 154) nehmen, wonach Černik im Chaburthale, einem von Osten kommenden Zufluss des Tigris, Kohlen gefunden habe, deren Schichten 3 Meter mächtig und welche mit Sandsteinen verbunden waren.

Braunkohle.

Das Vorkommen von Braunkohle in Persien scheint nicht bedeutend zu sein.

Schon Murray hat im quaterly journal von 1859 (p. 605) des Vorkommens von Braunkohle bei Täbris in Aserbeidschan gedacht. Auch R. G. Watson in seinem Buche Persia 1800 to 1858 (p. 186) spricht davon. Später erwähnte Polak dasselbe bei Gelegenheit der Wiener Weltausstellung im Specialcatalog der Ausstellung des persischen Reiches (Wien 1873, p. 31).

Ich selbst hatte im August 1873 Gelegenheit, mich persönlich über diesen Gegenstand zu informiren und konnte in einem Schreiben an Dr. Polak (Verh. d. geolog. R.-A. 1875, p. 44) darüber berichten. Der Vollständigkeit unserer Darstellung wegen komme ich hier auf das damals Gesagte im Wesentlichen zurück.

Während im Süden von Täbris sich in einiger Entfernung davon die bis 12.000 Fuss Höhe erreichenden Kuppen des Sahendgebirges erheben, zieht sich im Norden der Stadt und in grösserer Nähe derselben eine Reihe von Bergen oder Hügeln hin, die durch die intensiv rothe Farbe ihrer Gehänge sehr auffallen und dadurch in grellem Contrast stehen zu den weisslich grauen niedrigen Hügeln im Süden und Südosten der Stadt. Diese letzteren bilden sozusagen die erste Vorstufe des Sahendgebirges und bestehen aus einem erdigen Schuttlande mit verschiedenen trachytischen Rollstücken und Blöcken.

Der erstgenannte Hügelzug aber im Norden der Stadt trägt auf einer seiner Spitzen eine Art kleinen Tempels, der ein viel besuchter Wallfahrtsort mohammedanischer Pilger ist. Von diesem Wallfahrtsorte führt die ganze Hügelreihe den Namen Einal-Seinal. Grewingk gibt ihr den Namen Schahgadi-Berge, womit vielleicht ein etwas weiter gefasster Begriff verbunden ist.

Wenn man von Täbris aus den Weg nimmt, der nach Sofian führt, die grosse Brücke über den Aidschi passirt, oder besser, um Unfälle zu vermeiden, neben derselben durch den im Sommer meist trockenen Fluss reitet und sich dann rechts wendet, so gelangt man bald an den Hügel Anachatin dari, was zugleich der Name eines trockenen Bachrisses mit vielen weissen Salzausblühungen ist. Wenige Schritte an der Lehne aufwärts und man erblickt den Aufschluss eines hier zu Tage gehenden Braunkohlenflötzes von mässig geneigtem südöstlichem Einfallen. Leider übersteigt die Mächtigkeit des Flötzes kaum ein und einen halben Fuss. Zudem ist die Braunkohle lignitisch und ihre Beschaffenheit schlecht. Dieselbe ist stark schwefelhaltig und wegen des beim Brennen erzeugten üblen Geruchs nicht überall anzuwenden, höchstens für Ziegeleien zu gebrauchen.

Es lässt sich leicht einsehen, dass dieses Lignitvorkommen für irgend eine grössere industrielle Unternehmung ganz bedeutungslos ist. Möglich, dass an einer andern Stelle, als der hier beschriebenen, grössere Mächtigkeiten gefunden werden, wahrscheinlich ist es nicht. In jedem Falle aber lässt die Qualität der Braunkohle viel zu wünschen übrig.

Das betreffende Flötz ist einem System von meist hellblau-grauen Mergeln untergeordnet. Diesen Mergeln gehören ausserdem zahlreiche Gypslagen an. Der Gyps erscheint vielfach faserig oder aber krystallisirt. Ausser dem Gyps sind in den Mergeln von Anachatin dari vielfach Salzausblühungen zu sehen, wie zum Theil schon aus einer oben gemachten Andeutung hervorgeht.

Ueber den Mergeln folgt dann ein rothes oder braunes Conglomerat, unter dessen Bestandtheilen ich beispielsweise einen röthlichen Hornblendetrachyt und einen dem Aussehen nach älteren Diorit unterschied. Das Bindemittel des Conglomerats ist eisenschüssig.

Ueber dem Conglomerat endlich krönt ein hellrother, mehr horizontal geschichteter Sandstein die Gipfel der zunächst befindlichen Hügel. Von ihm und dem Conglomerat rührt offenbar die rothe Farbe her, durch welche sich die Gehänge der Einal-Seinal-Berge auszeichnen, denn der rothe Sandsteinstaub verbreitet sich natürlich auch über tiefer liegende, anders gefärbte Schichten.

Bei einer andern Excursion, die ich mehr im Nordosten der Stadt gegen das andere Ende des Einal-Seinal zu unternahm, fand ich das Einfallen der Schichten ebenfalls südöstlich. Hier zeigten sich zuerst helle Sandsteine, welche theilweise in ein kleinkörniges Conglomerat übergingen, in dem verschieden gefärbte Quarze und schwarze Kiesel als Gemengtheile auftraten. Dahinter trifft man weiter oben Mergel, die meist blaugrau, selten roth gefärbt sind und den Mergeln von Anachatin dari entsprechen. Dann kamen Brocken eines sehr grobkörnigen Conglomerates zum Vorschein, welches ich aus dem erwähnten eisenschüssigen Conglomerate von Anachatin dari für gleichaltrig nehme, und in welchem als Gemengtheile auch röthliche, syenitische und granitische Gesteine vorkommen. Bis zu dem rothen Sandstein verfolgte ich dieses Gebirgsprofil nicht. Doch kommt derselbe anscheinend weiter oben zum Vorschein.

Der helle Sandstein, von welchem hier die Rede war und der bei Anachatin dari vermisst wurde, scheint eine gewisse Selbstständigkeit des Auftretens zu besitzen, denn es kommen ihm ähnliche, helle Sandsteine östlich von Täbris am Wege nach Mamalabad vor. Dort durchschneidet der Weg ausserdem eine aschgraue Lössformation, welche von einer wenig mächtigen Schotterschicht bedeckt wird. Bunte Mergel aber sind hier nicht vertreten, ebenso wenig wie die eisenschüssigen Conglomerate und rothen Sandsteine des Anachatin dari. Leider war ich genöthigt, die Strecke von Täbris nach Mamalabad als Courier zu durchreiten, insofern ich überhaupt den ganzen Weg von Täbris nach Teheran damals auf Courierpferden zurücklegte. Es konnten dabei eben nur flüchtige Beobachtungen vom Sattel aus angestellt werden.

Grewingk gibt in seiner bekannten Schrift (l. c. p. 46) an, dass die Schagadiberge aus einem lehmigen Sandstein, dichtem Kalk-

stein und einem Muscheln führenden Kalkstein beständen. In letzterem kommen nach Fraser (Travels and adventures in the Persian provinces, London 1826) Pectiniten vor, und soll derselbe Muscheln führende Kalk auch in der Umgebung des Urmiasees auftreten. Ich habe also nur einen Theil der im Norden von Täbris vorkommenden Schichtgebilde kennen gelernt, und müssen sich jene Kalksteine an von mir nicht besuchten Stellen des Gebirges befinden. Grewingk hat umgekehrt nichts von den rothen Sandsteinen, den Conglomeraten und Mergeln im Einal-Seinal dagh gesagt. Es wäre interessant, wenn ein späterer Besucher jener Hügelkette in dem Pectiniten führenden Kalkstein eine Beziehung zu erkennen im Stande wäre, sei es zu den Versteinerungen führenden Schichten der Abich'schen Supranummulitenformation, sei es zu den jungeocänen Schichten des Siakuh in der persischen Salzsteppe, oder sei es gar zum Leythakalk.

Es ist wahrscheinlich, dass die betreffenden Kalke sich jenseits nördlich der der Stadt zunächst gelegenen Hügelmasse befinden, und da die Fallrichtung der Schichten in dieser letzteren, wie wir gesehen haben, an mehreren Orten eine südöstliche war, so ist es denkbar, dass die betreffenden Kalke in's Liegende der geschilderten Ablagerung des Einal-Seinal gehören, welche letztere wir im Alter der persischen Salzformation gleichstellen. Leider hatte ich zur Zeit meines Aufenthaltes in Täbris die Schriften Grewingk's und Fraser's nicht zur Hand und wurde deshalb auf die Angabe von jenen Kalken erst später aufmerksam.

Die Conglomerate, von welchen oben die Rede war, stellen jedenfalls ein jüngeres Niveau vor, als die Conglomerate, welche im Talakhangebiet das Liegende der Salzformation bilden. Wir hätten also mindestens zwei verschiedene Conglomeratstufen in der altmiocänen Formation des persischen Hochlandes zu unterscheiden.

Ganz specielle Aufmerksamkeit werden dereinst die Geschiebe von röthlichem Granit in einem Theil jener Conglomerate verdienen. M. Wagner fand in den von ihm zur Molasse gerechneten Conglomeraten am Urmiahsee (l. c. pag. 132) ebenfalls Geschiebe von Syenit und rothem Granit. Indessen scheint dort in der That ein rother Granit auch anstehend vorzukommen. Zwischen den Dörfern Guschtschi und Baradeli, nördlich von Urmiah, sah dieser Autor einen grell rothen Granit, dessen Felsen sich einige hundert Fuss über dem Niveaus des Sees aufthürmten. Auch in den höheren Bergen oberhalb Sauk-Balak gegen Serdascht zu beobachtete Wagner (l. c. pag. 115) einen schönen Granit, von welchem allerdings nicht gesagt wird, welche Farbe sein Feldspath besass. In der näheren Umgebung von Täbris aber ist meines Wissens ein rother Granit bis jetzt anstehend nicht bekannt. Hier bleibt wohl die überaus grosse Lückenhaftigkeit zu bedauern, welche unsere Kenntniss des mächtigen Sahendgebirges noch aufweist, welches keineswegs so ausschliesslich aus trachytischen Gesteinen bestehen dürfte, wie man z. B. nach Grewingk's Karte anzunehmen geneigt wäre.

Ob noch andere Punkte Persiens durch Braunkohlen ausgezeichnet sind, als der Einal-Seinal, lässt sich nicht mit absoluter Sicherheit ermitteln. Monteith wollte im Sahendgebirge zwischen Täbris und

Liwan auf der niedern Kette am Ufer des Flüsschens Wasmischtschai (er nennt ihn (Bosmitsch-Fluss) schiefrige Bildungen mit Gyps und leichten Spuren von Kohlenlagern beobachtet haben, welche dann, wie das Mitvorkommen von Gyps andeutet, wohl zu derselben Formation wie die Kohlen von Einal Seinal gehören würden. Wagner (l. c. pag. 69, 2. Bd.) hat von solchen Kohlen freilich nichts bemerkt, doch kann das in solchen weiten Gebieten, wo nicht jeder Reisende sicher an genau dieselben Stellen gelangt, wie sein Vorgänger, leicht ein Uebersehen sein.

Nach mir gewordenen mündlichen Mittheilungen soll zu Geschi bei Howis 20 Farsach von Buschir Kohle mit Eisenerzen und Schwefel gefunden worden sein. Sind die Mittheilungen richtig, so haben wir es dort wohl mit einer Braunkohle zu thun. Bei Binning endlich (Two jears travel in Persia, p 160) findet sich die nicht näher erläuterte Angabe von Kohlen im Hormusgebirge. Auch hier spricht die geologische Wahrscheinlichkeit für Braunkohle und nicht für Steinkohle, insofern uns die betreffende Gegend als Ort des Auftretens tertiärer, Salz und Erdöl führender Schichten bekannt ist.

Eisen.

Die Besprechung der metallischen Fossilien beginnen wir mit den Orten des Auftretens verschiedener Eisenerze. Wir reihen die Erwähnung des Vorkommens von Eisen unmittelbar hinter die Besprechung der Kohlen. Das entspricht einmal der allgemeinen Wichtigkeit der Eisenerze überhaupt, denn Kohle und Eisen bilden ja doch in industriellen Ländern die wichtigsten Gegenstände der bergbaulichen Urproduction, und zweitens ist uns die Nennung der Eisenerze an dieser Stelle deshalb bequem, weil das Vorkommen eines Theiles derselben an die Orte des Auftretens der Kohle gebunden erscheint, wie wir schon bei Besprechung der letzteren andeuten durften.

Man darf in der That annehmen, dass Flötze von Thoneisenstein sich überall im Alburs in der Nähe der Lias-Kohle befinden, denn das Zusammentreffen beider Bildungen konnte ich so oft constatiren, dass es nahezu als Gesetz erschien und dass in den Fällen, wo ein solches Zusammenvorkommen noch nicht bekannt ist, es sicher nach genauer Begehung des Terrains noch bekannt werden wird.

So kommt z. B. Thoneisenstein in der Nähe der kohlenführenden Formation bei Rudbar am Sefidrud vor. Nach Woskoboinikoff (Grewingk, l. c., p. 83) würden Lagen dieses Eisensteins zuweilen sogar die dortigen Kohlenflötze ersetzen. Auch bei Menonilae, vier Werst von Mendschil, zwischen den Dörfern Chersabil und Kilischter, kommen in der kohlenführenden Formation sphäroidische Stücke von Brauneisenstein im Steinkohlenthon vor. Dieser Brauneisenstein wurde früher verarbeitet. (Grewingk, l. c., p. 89.)

Ob auch die „einen Faden mächtigen Brauneisensteinadern“, welche man beim Weideplatze Sefid Khane am Südabhange der Berge unterhalb der Sopka Salk im Flussgebiet des Schahrud oberhalb Mendschil, von denen es bei Grewingk (l. c., p. 90) heisst, dass sie in

einem Sandsteine vorkommen, hierher gehören, bleibt vorläufig unentschieden.

In der kohlenführenden Formation östlich und westlich von Hif, sowie bei Owiek, kommen Thoneisensteine vor; allein die Menge derselben erschien mir in dieser Gegend nicht sehr bedeutend zu sein. Es ist möglich, dass durch den Grubenbetrieb dereinst etwas mächtigere Schichten aufgeschlossen werden.

Im Gebiete des Keretschthales sah ich nördlich von Haimadscha am nordwestlichen Abhange des Hesorbende Sphärosiderite und thonige Brauneisensteine in grosser Masse umherliegen im Bereich der dortigen kohlenführenden Sandsteinformation. Das Lager, dem diese Stücke entstammten, konnte ich mir nur als ein ziemlich mächtiges vorstellen.

Desgleichen kommen Thoneisensteine in der Streichungsfortsetzung jener Formation des Hesorbende im Gebirge bei Lowra vor.

Im Dschedscherudgebiete sind auch die Schieferthone durch die kohlenführende Formation vom Berge Ladschini oberhalb Rute (Seitenthal des Dschedscherud oberhalb Uschon) durch Sphärosideritführung ausgezeichnet, welches Mineral übrigens hier, wie meistentheils in den analogen Lagerstätten des Albursgebirges in thonigen Brauneisenstein übergegangen ist. Hier waren die Aufschlüsse so günstig, dass ich sehr gut über dem obersten der dortigen Kohlenflötze ein zusammenhängendes fortlaufendes Lager von Thoneisenstein-Knollen unterscheiden konnte.

Auch in dem Liassandstein der Umgebungen der Stadt Demavend constatirte ich solche Erze. Ich fand dieselben in der Sandsteinformation des Berges Siodscher und des Berges Seri Gusfend (Schaafberg) nördlich von Ah und Muberekabad, sowie in den Sandsteinen nördlich vom Pass von Imamsadeh Haschim, sowie auf dem Wege nach Taar, im oberen Theil des Thales Verin.

Nach der von Herrn C. v. Hauer auf meine Bitte ausgeführten Analyse einer Probe von Siodscher enthielten 100 Theile:

Unlöslich	51·0	
Eisenoxyd	36·0	= 25·2 Proc. Eisen
Thonerde	4·4	
Kalk	Spur	
Wasser	8·6	
	100·0	

Das Erz ist sonach nicht reich, aber geröstet jedenfalls schmelzwürdig.

Auch an anderen Orten des Auftretens der Liasformation in der Umgebung des Vulkans Demavend kommen Spuren von Thoneisenstein vor. Doch bin ich nicht in der Lage, zu beurtheilen, ob die betreffenden Lager irgendwie mächtig und reichhaltig genug sind, um einen Vortheil bei der Ausbeute zu versprechen.

Bei Grewingk (l. c. pag. 105) findet sich die folgende kurze Notiz: „In den Flussbetten des Heras und seiner Nebenflüsse kommen Eisenerze vor, die verarbeitet werden.“ Es soll nun das Vorkommen von Eisensteingeschieben im Heras keineswegs geleugnet werden, denn

bei der allgemeinen Verbreitung der Liasformation im Flussgebiete des Heras ist das Vorkommen von Geschieben der Gesteine dieser Formation, zu denen ja auch der Thoneisenstein gehört, im Flussbett des Heras und einiger seiner Nebenflüsse durchaus natürlich. Dennoch glaube ich, dass jene Angabe zum Theil wenigstens auf einer Verwechselung beruht mit den Eisenerzen, die sich als Geschiebe in den Betten zweier anderer Flüsse finden und welche in der Gegend von Amol in Masenderan verarbeitet werden. Da die Stadt Amol selbst am Heras liegt, so konnte eine solche Verwechselung leicht eintreten. Wir kommen sogleich auf jene Vorkommen zu sprechen.

Mir selbst ist wenigstens während meiner Reise am Heras von einer Verarbeitung von Eisenerzen in der unmittelbaren Nähe dieses Flusses nichts bekannt geworden. Nur im Thale des Nur, welcher allerdings auch ein Nebenfluss des Heras ist, haben von Zeit zu Zeit derartige Arbeiten stattgefunden.

Verarbeitet werden die Geschiebe des Alischrud und des Alamrud. Das ist ein kleineres Flusssystem, dessen Gewässer einige Meilen westlich vom Heras ins caspische Meer münden, und zwar wird der obere Theil des Laufes des Alamrud Alischrud genannt. In den Betten dieser Flüsse nun kommen Geschiebe von Sphärosiderit und thonigem Brauneisenstein in solcher Menge vor, dass sie seit längerer Zeit die Aufmerksamkeit der Eingeborenen auf sich gelenkt haben. Angitaruh heisst das Dorf, in dessen Nähe die Verhüttung des Eisens hauptsächlich stattfindet. Andere Punkte, wo das Eisen in ähnlicher Weise vorkommt und gewonnen wird, heissen Naïtsch, Gasanesereh, Konessar, Zengiderkoh und Lowis.

Man darf hier natürlich an keinen regelmässigen Hüttenbetrieb denken. Man macht sich eben von Zeit zu Zeit je nach dem vorliegenden Bedürfniss an die Arbeit, deren Resultat hauptsächlich für Schmiedewerkstätten verwendet wird.

Die anstehenden Lager der betreffenden Eisensteine, welche, der Menge der Flussgeschiebe nach zu urtheilen, nicht unbedeutend sein können, gelang es bis jetzt nicht aufzufinden. Die Bedeckung des Gebirges in jener Gegend mit dichtem, schwer zugänglichem Urwalde steht dieser Auffindung im Wege. Doch könnte man natürlich durch genaues Verfolgen der Geschiebe nach aufwärts annähernd die Orte jener Lagerstätten im Gebirge ermitteln.

Bei dieser Gelegenheit muss ich übrigens bemerken, dass die Lagerstätten von Eisensteinen in diesem Gebiet augenscheinlich von zweierlei Art sind, und zwar gänzlich verschiedenen Formationen angehören, woraus hervorgeht, dass man es dort auch nicht mit einer einzigen, etwa an verschiedenen Orten unter denselben Bedingungen wieder auftretenden Lagerstätte zu thun haben wird, sondern dass sicher mindestens zwei solcher Lagerstätten vorhanden sind. Nur ein Theil der Eisensteine nämlich gehört der kohlenführenden Liasformation an, deren Existenz sich auch durch die mitvorkommenden Geschiebe von Steinkohle verräth, ein anderer Theil aber ist den jüngeren paläozoischen Schichten (dem Kohlenkalk) zuzutheilen, denn die betreffenden Geoden von Sphärosiderit, welche sich übrigens auch durch ihre Form und ihr Aussehen von den liassischen Thoneisensteinen etwas unter-

scheiden, enthalten Petrefacten, die namentlich zu dem Geschlechte *Productus* gehören.

Trézel (A. Jaubert, voyage en Arménie et en Perse, suivi d'un mémoire sur le Ghilan et le Masenderan par M. Trézel, Paris 1824, pag. 449) ist übrigens der Erste, der Nachrichten über diese Eisenvorkommnisse gegeben hat. „Amol benachbart", sagt er, „leben sehr viele Eisenarbeiter. Die meisten Schmiede finden sich im Districte Nur, am Herasufer und dessen Zuflüssen. Zwei befreundete Familien vereinigen sich, bauen einen rohen Ofen mit Blasebalg, die eine brennt Kohle, die andere sammelt in den Flussbetten die lose liegenden Eisenerze. Sind an 16 Centner derselben zusammengebracht, so gibt ihre Schmelzung einen Centner Eisen, der sehr hoch geschätzt wird. In Stücken zu 6 bis 8 Pfund wird es in den Handel gebracht (damals der Centner für 15 Franken). Aber nur von October bis Mai wird diese Arbeit von 30 Schmelzöfen, die zugleich im Gange sind, verrichtet. Das ausserdem noch mangelnde Eisen wird von den Russen eingeführt, aber dies einheimische Product wird bis Bagdad, Damaskus und Mosul ausgeführt. Am letzteren Orte soll der Centner dieses Eisens mit 60 Franken bezahlt werden" (vergl. Ritter, 8. Bd., pag. 540).

Die chemischen Untersuchung einer von mir mitgebrachten zu den besseren Qualitäten gehörigen Probe der Eisensteine vom Alischrud ergab nach C. v. Hauer:

Unlöslich	10·6
Eisenoxyd	74·0
Magnesia	Spur
Glühverlust	13·4
Thonerde	1·6
	99·6

Das Erz war sonach ein Brauneisenstein von hoher Reinheit (51·8 Procent Eisen) und sehr reich. Phosphor, Schwefel und Kupfer waren nicht nachweisbar, wodurch wohl die gute Qualität des gewonnenen Eisens erklärbar wird.

Einige andere Proben zeigten einen geringeren percentischen Eisengehalt, wie denn eine gewisse Ungleichmässigkeit der Zusammensetzung solcher Erze natürlich ist.

Bei der Quelle Schalür (siehe Grewingk, pag. 116) sieht man Kieselconglomerate, die aber in der Umgebung des Dorfes Poin Schachkuh (auf dem Wege von Radkan über Schachkuh nach Schahrud) selbst mehr verbreitet sind und auf Sandsteinen ruhen, „in welchen sich Zwischenlagen von Sphärosiderit, Roth- und Spatheisenstein, sowie zahlreiche Pflanzenabdrücke vorfinden." Es ist kaum einem Zweifel unterworfen, dass diese Sandsteine zu unserer kohlenführenden Liasformation des Alburs gehören. Woskoboinikoff rechnete sie zu seiner Steinkohlenformation, von der wir nach anderen Beispielen wissen, dass dieselbe mit unserer Liasform identisch ist. Es zeigt sich also auch hier dieselbe geologische Vergesellschaftung der Thoneisensteine, wie anderwärts im Alburs an so vielen Stellen. „Es erheben sich aus ihnen (den Sandsteinen) und den Conglomeraten zwischen Schahkuh

und Tschalichan (journ. des mines de Pétersb. 1844, vergl. Grewingk) braune Melaphyre, sowie weiter hinauf auch Schieferthonschichten vorkommen, in welchen Steinkohle und Kohlenthon mit Magneteisen und bituminösem Schiefer, Anthraconit und Thoneisenstein" vorhanden sind.

Auch beim Dorfe Todsches kommen nach Grewingk (pag. 168) in der dortigen kohlenführenden Formation Sphärosiderite neben Steinkohle vor (zwischen Schahrud und Asterabad). Wahrscheinlich beschreibt Grewingk hier eine etwas andere Route, als die von mir gemachte, in welcher ein Dorf Namens Todsches nicht liegt. Dagegen sah ich in der Kohlenformation von Tasch Thoneisenstein.

So viel vermag ich über das Vorkommen von Thoneisensteinen im Alburs anzugeben.

An die Vorkommnisse von Thoneisenstein im eigentlichen Albursgebirge würden sich zunächst die analogen Vorkommnisse in den Ghilan-Alpen nordwestlich vom Sefidrud anreihen lassen. Wir besitzen in dieser Hinsicht indessen keinerlei sicheren Bericht, obschon die Fortsetzung der kohlenführenden Formation vom Alburs her nach jenem Gebirge erwartet werden darf.

Gmelin (Sam. Gottlieb Gmelin's Reisen zur Untersuchung der drei Naturreiche, herausgegeben von Pallas, Petersb. 1774, 4. Theil, 3, pag. 395) berichtet allerdings von dem Vorkommen von Ockererzen und Eisenschmieden in der Umgebung von Massaula (vergl. auch Ritter, 8. Bd., pag. 667), indessen ist das Vorkommen jener Erze wenigstens theilweise sicher ein ganz anderes, als dasjenige der lagerförmig angeordneten Thoneisensteine in der Liasformation. Geht man nämlich von Massaula bergaufwärts, so sitzen in einem das dortige Gebirge theilweise zusammensetzenden Thonkalkschiefer, 7 Werst von Massaula, mächtige Quarzgänge auf, welche von West nach Ost streichend, und „in welchen Brauneisenstein und Schwarzmanganerz mit Feldspaththon brechen, die seit langer Zeit abgebaut werden. Dasselbe Gestein tritt endlich auch 14 Werst nördlich von Massaula mit Eisenerz bei Tanian auf" (Grewingk l. c. pag. 81).

Hieran können wir die Erwähnung eines anderen Vorkommens anschliessen, über welches Grewingk (l. c. pag. 79) Mittheilung macht. Er spricht von einem Schieferthon, der in der Nähe des Dorfes Dirou gefunden wird und dort eine plötzlich steil anstehende Höhe bilden soll, „die sich über den Bergkamm bis Massaula erstreckt. Diese Thonschichten führen untergeordnete Lagen von schwarzem, geschichtetem Kohlenthon mit feinvertheilten Magneteisenkörnern." Es liegt leider gar kein weiterer Anhaltspunkt vor, der uns über das geologische Alter der betreffenden Thonformation aufklären könnte.

Deshalb bin ich auch nicht in der Lage, Vermuthungen über einen möglichen Zusammenhang jener im anstehenden Gestein auftretenden Magneteisenkörner mit dem Magneteisensand auszusprechen, der sich stellenweise an der caspischen Küste in jenen Gebieten beobachten lässt. Z. B. bei Lenkoran an jenem schmalen, den persischen Gebirgen vorliegenden, von den Russen besetzten Küstenstrich kommt ein derartiger von Magneteisenkörnern angereicherter Sand vor, was auf die Existenz dieses Minerals in den benachbarten Gebirgen schliessen lässt.

Ein Theil der Eisenerzvorkommnisse im persisch-caspischen Randgebirge ist an das Auftreten von Eruptivgesteinen gebunden.

Ich gedenke zunächst der Funde von Eisenglanz am Demavendvulkan. In meinem Aufsatz über diesen Vulkan (Jahrb. der geolog. Reichsanst. 1878, pag. 193) habe ich bereits das Vorkommen dieses Minerals an dem aus röthlichem Trachyt bestehenden Abhange des Kioro zwischen Ask und Pelur geschildert, und betont, dass der Eisenglanz sich daselbst sowohl in grösseren tafelförmigen Krystallen, als in relativ kleinen Schuppen als Eisenglimmer finde. Vorkommen von geringerer Schönheit beobachtete ich in der Nähe von Bosmitschal und in der Nähe von Abigerm.

Eine praktische Bedeutung haben diese Funde nicht, sie sind von rein mineralogischem Interesse.

Da ich gerade bei der Erwähnung von Eisenerzen bin, welche in trachytischen Gesteinen vorkommen, so nenne ich hier auch die Rotheisensteine, welche ich bei Gelegenheit eines Ausfluges nach dem Siakuh in der Salzwüste südöstlich von Teheran auffand. In einem Reisebericht über jenen Ausflug in den Mittheilungen der geographischen Gesellschaft (1875) beschrieb ich die Fundstelle jenes Eisensteins etwa folgendermassen: Ich will noch eines Vorkommens von Rotheisenstein gedenken, welches sich auf der Nordseite des Gebirges in der Gegend zwischen der Quelle Tscheschme i Schah und dem Bassin Haus i Aga Mahomet befindet, und zu welchem man gelangt, wenn man von der Localität Ain-erreschid aus das dortige trockene Flussbett aufwärts geht bis zu dem Punkte, wo dieses Flussbett durch steile Wände und Felsabhänge unzugänglich wird. Indem man diese Hindernisse umgeht und sich etwas östlich wendet über denjenigen Bergrücken, welcher dort das rechte nördliche Ufer des Flussbettes bildet, um so wieder in den oberen Theil des Flussbettes hinabzusteigen, trifft man auf jene Eisenerze.

Auch gewisse ältere Grünsteine des Alburs enthalten Eisenerze in Kluftausfüllungen.

So fand ich Rotheisenstein bei Derike am Südfusse des westlichen Theiles der hohen Schemirankette im Norden Teherans. Derselbe tritt in einem Felsen von zersetztem Grünstein (Diabas) auf, der sich am linken Ufer des dortigen Baches gerade über dem oberen Theil des Dorfes inmitten einer Partie der von mir sogenannten grünen Schichten des Alburs befindet. Diese Localität liegt unterhalb einer später noch zu erwähnenden Localität dieser Gegend, welche sich durch das Vorkommen von Kupfererzen auszeichnet. Ich bemerke nur gleich hier, dass das geologische Vorkommen unserer Rotheisensteine mit demjenigen jener Kupfererze direct nichts gemein hat, so dass die Nachbarschaft beider von einander verschiedenen Erzlagerstätten wahrscheinlich eine zufällige ist.

Am Wege von den Taar-Seen (bei der Stadt Demavend) nach Aminabad und Firuskuh folgt man eine Zeit lang, noch ehe man das auf einem hohen Querjoch gelegene Aminabad erreicht, dem Laufe des Delitschai bis zum Karavanserai, welches den Namen dieses Flusses führt. Eine ziemliche Strecke bewegt man sich dabei noch oberhalb des Karavanserai Delitschai in einem Gebiet diabasischer Grünsteine, die

hier aus dem Bereich alter rother Sandsteine und dunkler paläozoischer Kalke hervortreten. Diesen Grünsteinen sind stellenweise Gänge vom schönsten Eisenglanz untergeordnet. Ich sah allerdings diese Gänge nicht in grosser Mächtigkeit, allein, wenn man bedenkt, dass ich die betreffende Beobachtung während des Marsches mit einer Karavane anstellte, wo man schwer die Zeit findet, rechts und links vom Wege umherzuspähen, so ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass bei einem speciellen Localstudium auch mächtigere Gangmassen angetroffen werden.

Auch östlich von Firuskuh, etwa eine halbe deutsche Meile von dieser Stadt entfernt, steht in der Nähe der Quelle Maschur ein älterer diabasischer Grünstein an, in welchem ich hie und da auf Kluftflächen etwas Eisenglimmer bemerkte. In einem in der Nähe davon anstehenden, hauptsächlich aus Kalksteinfragmenten bestehenden Conglomerate fand ich ein compactes Stück Rotheisenstein. Es wäre nicht unmöglich, dass letzteres ebenfalls aus einer Gangmasse stammte, welche jenem Grünstein angehört.

Endlich darf ich wohl noch eines schönen Vorkommens von Eisenglanz gedenken, welches ich am Wege von Asterabad nach Schahrud im oberen Theile des Thales Kelbehide an der Chok i sefid genannten Localität beobachtete. Dasselbe tritt ebenfalls auf Klüften eines dort anstehenden Grünsteines auf, der übrigens tuffartig ist.

Dieses Vorkommen von Eisenglanz scheint demnach für gewisse ältere Grünsteine des Alburs ganz bezeichnend zu sein. Ich erinnere daran, dass auch Grewingk (l. c. pag. 86) in der Gegend des Sefidrud oberhalb Mendschil bei Doegna von einem zersetzten Dioritporphyr spricht, welcher dem vom Schawerdi-Gebirge im Karadagh und dem von der Astara in den Ghilan-Alpen ähnlich sei und Eisenglanz und Nester von Kupfergrün führe.

Melgunof (das südliche Ufer des caspischen Meeres, Leipzig 1868, pag. 146) hat eine Menge von Erkundigungen über das Vorkommen nutzbarer Mineralien in der Umgebung von Asterabad eingezogen. Ueber die Verhältnisse, unter denen dieselben auftreten, lässt sich aus jenen kurzen Angaben allerdings nichts entnehmen. Ich reproducire jedoch hier der Vollständigkeit halber die Punkte, an welchen nach Melgunof Eisenerze vorkommen sollen. Es sind dies:

Zijaret-Khosserud in Asterabad-Rustak, 4 Farsach südöstlich von Asterabad und Kible i zijaret-Khosserud ebendaselbst, dann Kukuschan südlich von Tasch, Schawar östlich vom Dorfe Tasch, Dahanëisurkh-maalleï-kätul östlich von Kätul, 12 Farsach von Asterabad, Kelä-i-maran, östlich von Fenderisk, 12 Farsach von Asterabad, Tadschir-i-khanduz südwestlich von dem Berge Khanduz in Fenderisk, Rudkhane-i balä-schahi-khanduz in Fenderisk, 16 Farsach von Asterabad, ein Vorkommen, welches der persischen Bezeichnung nach zu schliessen, nicht dem anstehenden Gestein, sondern einem dortigen Flussbett angehört, dann Kula-Kalpusch östlich vom Berge Kalpusch zwischen den Provinzen Asterabad und Schahrud-Bastam, 25 Farsach von Asterabad, Dal-kuhi-watan östlich von dem Berge Watan in Fenderisk, 20 Farsach von Asterabad, Artimeï-abar, östlich vom Berge Artime (?), 35 Farsach von Asterabad, Zughaletschal-abar, nördlich von dem Berge

desselben Namens, 20 Farsach von Asterabad, Derreï-schah-kuli-awersidsch in Bastam, 15 Farsach von Asterabad, Gari-mughani-scharud, südwestlich von Mughani in Schahrud-Bastam, 18 Farsach von Asterabad, Zeraspeï-tazire, südwestlich von Tazire in Damghan (Tileï-sefid), 18 Farsach von Asterabad, Kelärizitazire südwestlich von dem Berge Tazireh, 16 Farsach von Asterabad, Barreï-mudschin in der Provinz Schahrud, 15 Farsach von Asterabad, Tschehil-dari-nemek östlich vom Berge gleichen Namens, Schah-dari-tscheschme-ali, 18 Farsach von Asterabad, Oweï-ak-jan südlich von dem Berge desselben Namens in Damghan, 15 Farsach von Asterabad, Kebuti-surkhi-kerijä in Hezardscherib, 16 Farsach von Asterabad, Radekan in Jawer, 12 Farsach von Asterabad, Zeri-Damghan in Marku, 26 Farsach von Asterabad. Alle die genannten Punkte gehören dem östlichen Alburs an.

Das Vorkommen von Schawar bei Tasch, welches hier genannt wurde, dürfte den Liassandsteinen des von uns schon bei einer früheren Gelegenheit erwähnten Berges Schawar angehören.

Von Eisenerzvorkommen ausserhalb des Alburs nennen wir zunächst die von Czarnotta (Jahrb. der geolog. Reichs-Anst. 1852, pag. 112) erwähnten Erzlager zwischen Sultanieh und Kaswin. Dieselben befinden sich in dem hügeligen Terrain, durch welches in der Gegend von Kirschki (zwei Courierstationen westlich von Kaswin) die Hochebene von Sultanieh von der Hochebene von Kaswin getrennt wird. „Die ganze Kette“, schreibt Czarnotta etwas sanguinisch, „scheint nur eine einzige Masse Eisensteine zu formiren, wahrhaft riesige Massen von Weiss-, Roth- und Braunerzen, deren Gehalt ein vortrefflicher genannt werden muss. Eine Strecke von zwei Stunden zieht der Weg über die zu Tage liegenden Erze. Czarnotta beklagt nur, dass ein solcher Reichthum, den er vielleicht zu begeistert schildert, des in jener Gegend herrschenden Holzmangels wegen unausgenützt und unverschmolzen brach liegt.

Weiter im Nordwesten sind in Aserbeidschan schon seit längerer Zeit Eisenerze bekannt, namentlich in dem erzreichen Kara Dagh. Unweit der Stadt Ahar waren im Jahre 1837 Eisengruben von Seiten einer schottischen Bergwerkscolonie im Betriebe (vergl. Ritter l. c 9. Bd., pag. 799). Das damals ausgebeutete Eisenerz soll nach Wilbraham's Erkundigung 60 Percent Eisen enthalten haben. Reisende, welche damals jene Localität besuchten, waren überrascht durch den europäischen Typus jener Colonie und durch den Anblick der verschiedenen Feueressen und Schmelzhütten, welche eine für dieses Land ungewöhnliche Industrie bekundeten. Dieser industrielle Anlauf scheint jedoch von kurzer Dauer gewesen zu sein.

Nach einem Bericht des englischen Generalconsuls Jones (report on the trade of Tabraez for the year 1872, Seite 1191 des betreffenden englischen Blaubuchs) befinden sich Eisenerze auch bei Angerd in Aserbeidschan. Grewingk (l. c. pag. 48) berichtete bereits über diesen Punkt, der wahrscheinlich mit dem von Wilbraham besuchten identisch ist, indem er schrieb: „Das durch seine Eisenhütten bekannte Dorf Angerd liegt am Flusse gleichen Namens, der in den Ahar fällt. Oestlich von diesem Dorfe erstreckt sich das Schawerdih-Gebirge (hier der höchste Rücken des Karadaghberglandes) in südöstlicher Richtung

bis zur Stadt Ahar. An seinem Gipfel besteht dasselbe aus einem weissen, feinkörnigen, quarzarmen, doch glimmerreichen Granit, an den Höhen zweiter Ordnung bemerkt man aber überall einen thonporphyrähnlichen, veränderten Dioritporphyr. Dieser Porphyr besteht aus einer dunkelbraunen Grundmasse und zersetzten Hornblendekrystallen, wenig Glimmer und starkem Kalkgehalt. Am südwestlichen Abhange der Schahwerdiberge brechen 4 Werst von Angerd beim Dorfe Dschuvant in demselben Porphyr Eisenglanznester und wird er häufig von dünngeschichteten Thon- und Kalkmergeln, Kalkstein und Thon begleitet. Beim Dorfe Mozerlü (Marsuli) an der Nordseite des Karadaghgebirgslandes kommen in einer solchen Thonlage von 1 Faden Mächtigkeit Eisenocker und Brauneisenstein vor, und am rechten Ufer des Kürchbulaga tritt in demselben Porphyr ein Gang aus Feldspaththon mit Kupfer- und Eisenkies auf."

Ich selbst hatte einmal in Teheran Gelegenheit, eine Anzahl von Mineralproben aus dem Karadagh zu sehen. Ich erkannte darunter Hämatit und Brauneisenstein aus der Umgebung von Astamal, wo auch Schwefelkies vorzukommen scheint. Brauneisenocker sah ich auch von Agjakala; Schwefelkies, wenn man von diesem Mineral hier überhaupt sprechen will, von Krengan, und etwas Brauneisen vom Dorfe Sardos.

Auch in den Gebirgen Kurdistans in den Grenzgebieten Persiens und der Türkei kommen Eisenerze vor, z. B. im Gau von Dschulamerk (auf der Westseite des mittleren Laufes des Zab). Dieser Gau wird von chaldäischen Christen bewohnt, von denen Monteith (geogr. society vol. III, 1833, pag. 53) berichtet, dass sie Blei-, Kupfer- und Eisengruben betrieben und es verstünden die Metalle sehr künstlich zu bearbeiten. Jene Gruben waren nach den Erkundigungen von Rich Eigenthum des Fürsten von Hakari (vergl. Ritter l. c. 9. Bd., pag. 663). Nur an einem Tage im Jahr, am St. Georgsfeste, hatte das St. Georgskloster das Recht, die Ausbeute, welche dann innerhalb jener 24 Stunden angeblich weit reicher war, als die des übrigen ganzen Jahres, für sich zu behalten.

Ueber die geologische Natur jener Lagerstätten besitzen wir leider gar keinen Aufschluss.

In der Kette der Kamschukah-Berge (gehört noch zu den kurdischen Alpen) kommen ebenfalls Eisenerze vor. Diese Berge nämlich, welche in der nordwestlichen Verlängerung der Pir-Omar-Gudrungebirge liegen, bestehen nach Ainsworth (researches in Assyria, Babylonia and Chaldäa, London 1838, pag. 249) aus blaugrünen Mergeln und braunen Sandsteinen, die Pflanzenabdrücke enthalten, und kommt in diesem Gebirge auch Eisenstein vor. In der Fortsetzung wiederum dieser Berge tritt beim Dorfe Kelat und bei Kelat-Khan Eisenstein in der Nähe bituminöser Mergel auf.

In den Gebirgen Central-Persiens sind bis jetzt nur wenig Versuche zur Auffindung von Erzen gemacht worden, trotzdem derartige Versuche, wie ich mich bei einer Excursion in die Gebirge westlich von Isfahan überzeugen konnte, nicht erfolglos bleiben würden.

Ritter (l. c. 9. Bd., pag. 60) sagt bei Besprechung der Route von Isfahan nach Hamadan, dass in den Höhenzügen, welche man beim zweiten Tagemarsch von Isfahan aus erblickt, reiche Eisenerze vor-

kommen sollen, von denen aber kein Gebrauch gemacht wurde. Leider liegen nähere Erkundigungen über die eigentlichen Fundstätten derselben nicht vor, welche auch mir, als ich jene Gegend durchzog, unbekannt geblieben sind.

Doch könnte der Name Kuh i Surme, mit welchem man das Gebirge nördlich von Netschafabad belegt, auf ein Eisenvorkommen daselbst hinweisen, insofern das in Persien gebrauchte kosmetische Mittel Surme aus Eisensteinen gewonnen werden soll. Sicheres ist indessen über derartige Erzlagerstätten im Kuh i Surme nicht bekannt.

Dagegen sah ich in einer freilich viel grösseren Entfernung von Isfahan ein sehr bedeutendes Eisensteinvorkommen in der Nähe des armenischen Dorfes Garghin in der Landschaft Feridan, wie ich bereits in einem Reisebriefe (vergl. Verh. d. geolog. Reichs-Anst. 1874, p. 419) berichten konnte.

Die Landschaft Feridan liegt bekanntlich südlich von Chonsar, aber noch auf der Nordostseite der hohen Kette des Zerdikuh. Das Eisensteinvorkommen befindet sich unweit des Dorfes Garghin, in der Nähe und etwas unterhalb des Weges zwischen diesem Dorfe und dem Dorfe Namagird, schrägüber einer ziemlich isolirten, relativ nicht hohen Bergmasse, welche eben dieser isolirten Lage wegen mit dem Namen Kuh i Jethim (Waisenberg, verwaister Berg) belegt wird, und zwar befindet sich dieser Kuh i Jethim auf der rechten, das Eisensteinvorkommen auf der linken Seite eines kleinen nach Garghin fliessenden Baches.

Das Terrain besteht an jener Stelle aus einer Art Glimmerschiefer, der überhaupt im Feridan eine ziemliche Verbreitung zu besitzen scheint. Genauer gesagt, muss der Schiefer in die Kategorie der Kalkglimmerschiefer gestellt werden. Er braust mit Säuren. Sein Glimmergehalt ist kein grosser, doch erscheinen alle seine Schicht- und Spaltungsflächen mit einem glänzenden Glimmerhäutchen überzogen. Diesen Kalkglimmerschiefern sind ziemlich zahlreich mächtigere oder schwächere Lagen eines gelblichen, krystallinischen, oft schiefrig abgesonderten Kalks untergeordnet. Diese Zwischenlagen, welche ich übrigens nicht blos zwischen Garghin und Namagird, sondern auch zwichen Garghin und dem Dorfe Meschhed antraf, lassen das Streichen der ganzen Bildung deutlich erkennen, welches in der Nähe der Eisensteine in Stunde 8 stattfindet.

Die Eisensteinmasse erhebt sich aber aus der Mitte des Kalkglimmerschiefers als grosser, schwärzlicher Felsen, der ganz eigenthümlich gegen die Umgebung contrastirt. Man könnte vermuthen, es mit einem Felsen von Magneteisen zu thun zu haben, indessen die Proben, die ich an der Oberfläche des Felsens losschlug, erwiesen sich grösstentheils als Rotheisenstein von übrigens sehr guter Beschaffenheit. Möglich, dass die Masse nach innen zu Magneteisen ist und nur gegen die Oberfläche zu sich in Rotheisen umwandelte. Dafür spricht wenigstens die Analyse einer der Proben, die ich von einer Kante des schwarzen Felsens abschlug. Herr v. John bestimmt deren Zusammensetzung, wie folgt:

84·35	Procent	Eisenoxyd, z. Th. Oxydul,
14·93	„	unlöslicher Rückstand,
0·05	„	Schwefel.

Dieser Bestimmung zufolge enthält das Erz 59·05 Procent metallisches Eisen. Da es ausserdem sehr wenig Schwefel und, wie Herr v. John versichert, gar keinen Phosphor enthält, so ist seine Qualität vorzüglich. Das Eisen ist nach Herrn v. John theils als Oxyd, theils als Oxydul vertreten. Daher besteht diese Probe zum Theil aus Magneteisen. Ihre äussere Beschaffenheit ist krystallinischer als die der andern Proben.

Die Entdeckung der Eisensteine von Garghin war eine rein zufällige. Dagegen hatte ich bei meinem Aufenthalt in Isfahan von dortigen Armeniern erfahren, dass sich Eisensteine südlich von der Landschaft Feridan, jenseits des Zajende- (oder Zende-) rud im Zerdikuh, also ganz im Gebiet der Baktyaren befinden sollten. Es gelang mir jedoch nicht, über den Fluss zu kommen, da sich ein Baktyaren Khan, bei dem ich mich auf dem Wege dahin einquartierte, meinem Vorhaben zwar höflich, aber entschieden unter allerhand Vorwänden widersetzte.

Auch im Kuhrudgebirge (zwischen Kaschan und Isfahan) fand ich Rotheisensteine, und zwar von sehr guter Qualität.

Der betreffende Fundpunkt liegt nicht weit vom Dorfe und der Tschapar-Station Kuhrud entfernt, und zwar etwas unterhalb desselben. Wenn man auf der rechten Seite des Kuhrudflusses bis in die Gegend des Dorfes Dschewenun geht, welches durch baumreiche Gärten mit dem Dorfe Kuhrud verbunden erscheint, so sieht man bald von rechts (von Osten) her ein Seitenthal durch das Kuhrudthal münden, welches ebenfalls wie letzteres durch schöne Baumgruppen und Gärten ausgezeichnet ist. Einige wenige Häuser, zu Dschewenun gehörig, befinden sich darin. Man hat hier bereits den Granit von Kuhrud verlassen und sieht sich von den Trappfelsen umgeben, welche diesen Granit nach Norden zu begrenzen.

Zuerst trifft man nun auf weissliche, erdige Massen, die aus der Zersetzung des Trapps hervorgegangen sind. Es sind sogenannte essbare Erden. Gleich dahinter aber, wenige Schritte aufwärts am Südabhange des soeben beschriebenen Seitenthals, sieht man gleich neben dem Fussstege den Rotheisenstein.

Dieser Rotheisenstein besteht aus einem dichten Aggregat von Eisenglanzschuppen. Er ist im Allgemeinen ein reiches Erz von vorzüglicher Reinheit, insofern sich beinahe gar keine taube Beimischung in demselben bemerken lässt, indessen darf nicht verschwiegen werden, dass sich stellenweise darin kleine Partien von Kupfergrün befinden, ein Umstand, der für die Verhüttung des Eisens nachtheilig ist.

Eisenminen, welche sich namentlich bei Kupa auf dem Wege von Isfahan nach Yezd befinden, liefern angeblich das sogenannte Surme, eine Substanz, die in Persien zum Schwarzfärben der Augenbrauen und Augenwimpern gebraucht wird (Schindler, Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde, Berlin, XIV. Bd., pag. 56).

Blanford (zoology and geology of Eastern Persia, l. c. London 1876, pag. 492) beobachtete am Wege von Kerman nach Schiras an einer Stelle bei Parpa ein Lager von Eisenerz, welches ihm aus Magneteisen und Hämatit gemischt schien, und welches sehr rein und 4 bis 5 Fuss dick war. Nach seiner Schilderung, aus der freilich nicht direct hervorgeht, in welchen geologischen Verhältnissen das Eisen von Parpa

auftritt, würden in der Gegend von Parpa chloritische und talkige Schiefer herrschen, denen Kalksteinlagen theilweise von plattiger Beschaffenheit untergeordnet sind. Blanford glaubt allerdings, dass die betreffenden Kalke ihrem Typus nach den Hippuritenschichten von Kerman verwandt sind, indessen beseitigt seine Darstellung, die ich hier nicht des Breiten reproduciren will, nicht den Zweifel, ob er nicht die Schiefer mit den eingelagerten Kalken bei Parpa mit den Kalken südwestlich der Sarjan-Ebene zu willkürlich in einen Rahmen gefasst hat. Sonst könnte das Vorkommen von Parpa in gewissem Sinne an das oben beschriebene von Garghin erinnern. Es ist augenscheinlich nach Blanford bei Parpa etwas auf Eisen gegraben worden, aber ohne dass die betreffenden Arbeiten eine grössere Ausdehnung erlangt hätten.

Endlich sind auch auf den Inseln des persischen Golfs Eisenerze bekannt. Nach Carter (l. c. 1859, pag. 42) kommt Eisenglanz auf Kischm, Larrak und Ormus vor, ebenso auf den kleinen Inseln Tombs, Polior Nobflure und Surree. In seinem zweiten Report (l. c. 1860, pag. 360) erwähnt derselbe Berichterstatter dieses Mineral auch von der Insel Zirkuh. Es scheinen dort überall dioritische und serpentinartige Felsarten zu sein, denen die Eisenglanze untergeordnet sind.

Mangan, Kobalt, Nickel und Chrom.

Manganerde als Beisatz zum Glasfluss dienend, sagt Polak, wird um Kirman gewonnen. Nach Goebel würden auch die Gebirge bei Taft Manganerze enthalten; nach Grewingk (pag. 81) kommt bei Massaula Schwarzmangan in Quarzgängen vor.

Nach Erkundigungen, die ich auf einer Reise von Teheran nach Isfahan einziehen konnte, befinden sich unweit des Dorfes Gamsar in der Gegend von Kaschan Kobaltminen. Dieselbe Fundortsbezeichnung lese ich auch bei Polak (Persien, 2. Theil, pag. 177), welcher hinzufügt, die Minen seien Eigenthum einer Seïdenfamilie, und dass ziemlich bedeutende Mengen Kobalterde nach Russland gingen.

Allerdings führt Polak hinter der Bezeichnung Kobalt in Paranthese noch die Bezeichnung Lapis-Lazuli-Erde an, woraus hervorgehen könnte, dass er den Lapis Lazuli, welcher bekanntlich ein Thonerdesilicat ist, mit Kobalt verwechselt, dass also letzteres Metall vielleicht doch nicht bei Kaschan vorkommt.

Schlimmer in seiner terminologie médico pharmaceutique française persane (Téhéran 1874, pag. 141) sagt, dass der Name Kobalt im Persischen nicht existire, dass aber die Alchymisten in Isfahan mit vielen Kosten metallisches Kobalt zu erhalten wüssten aus einem bei Kaschan gefundenen Mineral, welches er aber selbst nie habe zu Gesicht bekommen können.

Nach diesen Angaben würde das Vorkommen von Kobalterzen bei Kaschan noch immer zweifelhaft bleiben müssen, wenn nicht bei Schlimmer in dem Artikel über den Lapis lazuli (pag. 339) sich noch einige Mittheilungen fänden, aus denen mit grösserer Zuversicht auf jenes Vorkommen geschlossen werden kann. Zunächst ist zu constatiren, dass Schlimmer den Unterschied zwischen Lapis lazuli und Kobalterzen

kannte, dass also wenigstens eine Verwechselung dieser Substanzen bei ihm nicht zu befürchten ist.

Er sagt: „Der wirkliche Lazulith, von welchem die Perser behaupten, dass eine ehemals sehr berühmte Mine, deren Producte nach Russland und Indien ausgeführt wurden, bei Kaschan bestand, findet sich nicht mehr, weder bei Kaschan, noch im persischen Handel. Bei Kaschan beutet man nur ein Kobalterz aus, ohne Goldader, wie sie der so gesuchte Lazulith hatte.“ Er fährt dann fort: „Was gegenwärtig in Persien unter dem Namen Kaschaner-Blau (ledjeverde-kashi) verkauft wird, ist eine erdige Masse in Form von schwärzlich-grauen Kugeln, welche die Eigenthümer des Bergwerks von Zeit zu Zeit verfertigen, indem sie Erz und Gangmasse, welche sich von selbst und beständig von der Mine ablösen (qui se détachent spontanément et constamment de la mine) mischen und mit Wasser zu einem Teig formen, um das reiche und das arme Erz gut durcheinander zu mischen, und jedem der Antheilsbesitzer, deren Zahl sich auf ungefähr 200 beläuft, so dasselbe Product zu geben. Wenn ein genügender Vorrath von diesen Kugeln beschafft ist, wird das Bergwerk geschlossen oft für mehrere Jahre, so lange, bis jeder der Eigenthümer seinen Theil verkauft hat. Das alte, so berühmte Blau der persischen Geschirre wird noch heute von Zeit zu Zeit in Isfahan erzeugt zur Ausbesserung von alten glasirten Ziegeln, die zerbrochen sind oder von Moscheen und anderen öffentlichen Gebäuden gestohlen werden, indem man die Kugeln von Kobalterz nach gehöriger Reinigung mit dem mindestens 20fachen Gewicht von Borax reducirt, was eine sehr kleine Quantität eines metallischen Kobalts hervorbringt, welches man dann mit Subcarbonat von Soda und mit Kiesel mischt, eine Methode, die zwar ein sehr theures Product liefert, dessen Schönheit aber wunderbar ist und vollkommen der bei antiken Ziegeln gleichkommt. Für glasirte Ziegeln von geringerer Qualität mischt man ganz einfach die im Handel vorkommenden Kobalterzkugeln mit der unreinen Soda von Kum und mit Kieselerde, was keinen sehr schönen, aber wenigstens haltbaren und billigen Firniss hervorbringt.“

Aus dieser Schilderung der Behandlung der betreffenden Erze geht wohl mit Sicherheit hervor, dass man es in der That mit Kobalterzen zu thun hat. Indem die Kobalterze dem Boraxglase eine schön blaue Farbe verleihen, so wird die in Isfahan angewendete Manipulation mit Borax ganz erklärlich, und da auch auf den sogenannten Blaufarbenwerken bei uns in Europa die gerösteten Kobalterze mit Quarz und Pottasche geschmolzen wurden, um Smalte zu erzeugen, so sehen wir auch darin eine Analogie zu dem von den persischen Alchymisten beobachteten Verfahren.

Schlimmer behauptet auch (l. c. pag. 141) im Schemirangebirge bei der Imamsadeh Davud Kobalt- und Nickelerze gefunden zu haben (un abondant mineral de nikel cobaltifère).

Czarnotta fand Kobalterze im Sahendgebirge bei Täbris. Leider beschreibt er die Localitäten nicht näher, und da man es hier mit einem mehrere Meilen langen Gebirge zu thun hat, dessen Gipfel bis zu 12.000 Fuss Höhe erreichen, so dürfte der Fundpunkt nur durch Zufall wieder aufgefunden werden.

Etwas Kupfernickel kommt bei Ibrahimabad im westlichen Albur in der Nähe unbedeutender Kupfererze vor.

Was das etwaige Vorkommen von Chromerzen in Persien anlangt, so ist mir aus der ganzen Literatur nur eine einzige diesbezügliche Angabe bekannt. Einer der Berge in der imposanten Gebirgsgruppe des Takht Soleiman (westlich vom Tschalus) nämlich, welcher den Namen Berir führt, besteht nach dem Botaniker Kotschy (der westliche Elbrus bei Teheran, Wien 1861, aus den Mittheilungen der k. k. geogr. Gesellsch., pag. 35) aus „Trachyt, Serpentin und Bitterspath". Kotschy schreibt: „Wir erstiegen über Trachytfragmente den unteren Theil des Berir auf der Südostseite, auf der sich viel Magneteisenstein und Bitterspath vorfand, auch lagen Stücke von pechschwarzem Obsidian, mit weissen, quarzähnlichen Steinchen durchsetzt, umher. An einigen Stellen fühlt man warme Dünste zwischen dem Gerölle emporsteigen, und meine Leute fingen an, über Ueblichkeiten zu klagen. Das Gerölle aus grossen, scharfkantigen Blöcken von Serpentin und Chromeisenstein bestehend, ist scharfkantig und nur mit Vorsicht zu betreten."

Ob nicht eben solche Vorsicht gegenüber den dieser Darstellung nach ziemlich massenhaft vorkommenden Chromeisensteinen geboten erscheint, lasse ich dahingestellt, denn wenn ich auch an dem Vorkommen der Erze an sich nicht zu zweifeln berechtigt bin, so ist doch die ganze Schilderung von der Zusammensetzung jenes Gebirges für jeden Geologen ohne nähere Erläuterungen gewiss so befremdlich, dass man in diesem Falle wohl weitere Untersuchungen abwarten muss.

Kupfer.

Dr. Polak in seinem geschätzten Buche: Persien, das Land und seine Bewohner (Leipzig 1865, 2. Theil, pag. 174) sagt, im Reichthum an Metallen, namentlich an Kupfer, könne sich kaum ein anderes Land der Erde mit Persien messen. „Eine Kupfermine hat fast jeder District."

Es ist nun zwar eine alte Erfahrung, dass man in minder besuchten und minder bekannten Gebieten immer unglaubliche Mengen von allerhand zu hebenden Schätzen erwartet, und dass auch die Einwohner solcher Gebiete dem Fremden gern von solchen Schätzen erzählen. Zudem ist die lebhafte Phantasie aller Orientalen bekannt. Indessen, wenn nun auch Polak die Sache etwas begeistert geschildert hat, da er sich ja wohl auf die Erzählungen und Mittheilungen der Perser stützen musste, darf doch der Reichthum Persiens an Kupfer nicht unterschätzt werden.

Die Provinz Aserbeidschan scheint nach den Berichten europäischer Augenzeugen nicht unbedeutende Mengen davon zu besitzen. Czarnotta (l. c. pag. 111) fand bei einer Excursion in das Sahendgebirge bei Täbris „mächtige Rothkupfererzgänge von vorzüglicher Reinheit", welche längs der Thalsohle parallel dem dortigen nordsüdlichen Streichen verlaufen sollen. Leider sind die Angaben Czarnotta's über das Sahendgebirge so unbestimmt gehalten, dass man nicht wissen kann, welches Thal hier gemeint sei, eben so wenig, wie man herausbekommt, warum dieser Reisende durch ein von ihm beobachtetes öst-

liches Verflächen „überrascht“ wurde, da ja doch diese Art des Verflächens bei einer nordsüdlichen Streichungsrichtung nichts Auffallendes haben kann. An den Seiten jener Gangmassen „brechen Buntkupfererz, Arsenkupfer, Kiese und reiche Sprödglaserze, zum Theile in Silberkupferglanz und Rothgiltigerz übergehend“.

Grewingk (l. c. pag. 48) sagt, dass zwischen Astamal und Ardebil am rechten Ufer des Kürchbulaga in einem zersetzten Dioritporphyr ein Gang von Feldspaththon mit Kupferkies und Eisenkies auftrete. Derselbe Autor führte auch (l. c. pag. 125) Seidschan im Karadagh als Fundpunkt von Kupfererzen an. Die ebendaselbst noch genannten Fundorte Gawart, Migri und Agarek liegen dagegen schon auf russischem Gebiet, kommen also für uns nicht in Betracht. Seidschan ist fünf Stunden von Engert entfernt und am linken Ufer des Sarmesaglu gelegen für den von Astamal nach Erdebil gehenden Reisenden. Man findet dort ausser anderen Erzen nach Schlimmer auch gediegenes Kupfer.

Ich selbst konnte mir von verschiedenen Proben Kenntniss verschaffen, welche das Auftreten von Kupfererzen in Karadagh beweisen. Ich sah Kupferkies aus der Gegend von Astamal, sowie in geringeren Mengen auch etwas Kupferlasur und Malachit von derselben Localität. Einige nicht besonders reich aussehende Proben von Kupfergrün stammten von Agjakala. Buntkupfererz und in etwas geringerer Menge auch Kupferkies, letzteres Erz offenbar einem Quarzgange entstammend, sah ich aus der Gegend von Gulan. Spuren von Kupfererzen finden sich beim Dorfe Avan; Kupferkies, Buntkupfer, Malachit und Kupferlasur bei Hassanowi.

Der Generalconsul Jones in seinem bereits citirten Bericht im englischen Blaubuch gibt ausserdem das Vorkommen von Kupfer von Batrujeh und Hassanabad im Karadagh an. Ob der oben genannte Ort Hassanowi nicht mit diesem Hassanabad identisch sei, bleibt dahingestellt.

Die kurze Note von Smyth, welche der Mittheilung Murrey's im quaterly journal of the geol. soc. (London 1859, pag. 606) angehängt ist, erwähnt alle möglichen Species von Kupfererzen aus dem Karadagh, ohne nähere Fundortsangabe. Auch gediegenes Kupfer, zum Theil krystallisirt, wird dabei genannt.

Nach Grewingk (l. c. pag. 126) wurden auch am Westabhange des Ghilangebirges bei Binamar Kupfererze gefunden.

Schlimmer (terminologie médico-pharmaceutique, Téhéran 1874, pag. 171) sagt über dieses Vorkommen: „Eine Malachitmine, deren oberflächliche Betrachtung genügt, um die Hoffnung des besten Erfolges zu erwecken, existirt bei Binamar, einer kleinen Stadt oder vielmehr einem grossen Dorfe zwischen den Taleschen und Heru (oder Herabad), der Hauptstadt des Districtes Khalkhal, ebenso, wie sich dort Adern von gediegenem Kupfer ganz im Niveau des Bodens befinden. Im District von Aghevler, zwischen Hassanar und Binamar, findet man Adern von gediegenem Kupfer, von Bergblau und von Kupfervitriol. Bei Abigerm, 25 Minuten von Binamar kommen Gänge von Bergblau vor, von denen es scheint, dass sie vor langer Zeit bearbeitet waren.“

In den kurdischen Gebirgen wurden zur Zeit der Reise von Monteith von den Nestorianern in Hakari ausser andern Erzen auch Kupfererze ausgebeutet (journal geogr. soc. vol. III, 1833, pag. 52).

Im Kaflankuh wurden zu den Zeiten von Abbas Mirza unter der Leitung des Engländers Williamson Kupfererze gegraben, aber die Arbeiten geriethen nach Th. Lumsden (journey trough Persia p. 139) bald ins Stocken. Es sind dies augenscheinlich die Kupferminen von Scheich-Terabad am linken Ufer des Eydagemisch, „deren Betrieb aber wegen Mangel an Brennmaterial gehemmt wurde“, von welchen Grewingk (l. c. pag. 83) spricht. Nach Schlimmer würden sich die verlassenen Gruben in ungefähr 2 Stunden Entfernung unterhalb des Dorfes Karaghaleh befinden.

In dem für die Wiener Weltausstellung bestimmt gewesenen Specialcatalog der Ausstellung des persischen Reiches (Wien 1873, pag. 30) gibt Dr. Polak ganz im Allgemeinen das Vorkommen von Kupfer in den Gegenden von Sendschan, Kaswin und Veramin an. Näheres darüber ist mir nicht bekannt. Auch Schlimmer bemerkt bezüglich Sendschan nur, dieser District habe sehr interessante Kupferminen, wo das Kupfer in Form von Kupferkies mit Malachit vorkomme. Eine nähere Beschreibung des Fundorts aber gibt auch er nicht.

Proben, die angeblich von Nessa im untern Talakhan stammen sollten, und die ich in Teheran zu Gesicht bekam, zeigten gediegenes Kupfer mit Kupfergrün, vielleicht aus diabasischen oder melaphyrischen Gebieten stammend.

Im Albursgebirge findet sich Kupfer an verschiedenen Stellen. Die Berge in der Umgebung von Saitun Rudbar am Sefidrud enthalten nach Melgunof (l. c. pag. 261) Kupfererze.

Im District von Lengerud in Ghilan, und zwar genauer in dem kleinen Gau Sijakelürud liegt am Fuss des Gebirges das Dorf Utak mit einer Moschee. Einen halben Farsach von diesem Dorfe liegt ein von Ziegeln erbauter Thurm, „Burdsch“ genannt, in dessen Umgebung man nach Melgunof (l. c. pag. 258) Kupferminen und Schätze „sucht“.

Ein meiner Ueberzeugung nach sehr beachtenswerthes Vorkommen von Kupfererzen beobachtete ich dagegen am Südabhange des westlichen Theils der Schemirankette bei Derike, welches Dorf etwa $2^1/_2$ Farsach von Teheran entfernt liegt. Ich werde suchen, den Ort so genau als möglich zu beschreiben, Von Derike geht man zunächst flussaufwärts. Anfangs führt der Fusssteig eine kurze Strecke dem Bache entlang mit mässiger Steigung. Bald aber gabelt sich das Thal in zwei steile Schluchten. Den zwischen beiden Schluchten sich erhebenden Gebirgsgrat steigt man hinauf, wobei der Weg zuerst über sandigen oder aus kleineren Fragmenten bestehenden Gebirgsschutt führt. Dann wird das Terrain felsig und sofort zeigt sich ein Vorkommen von Kupfergrün. Doch ist dasselbe noch unbedeutend. Wir folgen noch eine Strecke dem nach Imamsadeh Davud führenden Fusssteige. Wir biegen aber dann rechts ab in nordöstlicher Richtung und befinden uns nach etwa 8 Minuten Entfernung vom Fusssteige über der östlichen der beiden oben genannten Thalschluchten, an deren westlichem Gehänge sich hier einige steil nach dem Bache oder der Schlucht abfallende Felsen befinden.

Diese Felsen zeigten mir anstehend eine mit Kupfererzen, namentlich Kiesen reichlich imprägnirte Gangmasse, welche an dieser Stelle etwa 1 Fuss mächtig war. Doch zeigte sich auch das Nebengestein auf kleineren Zerklüftungen überall von Malachit (Kupfergrün) durchschwärmt. Noch auf weite Erstreckung hin konnte man übrigens auch dort, wo der Aufschluss des anstehenden Gesteins nicht günstig war, durch die zahlreich dem Gebirgsschutt beigemengten Erzfragmente die Fortsetzung des Erzlagers erkennen.

Die geologische Zusammensetzung des Terrains ist an diesem Bergabhange eine ziemlich complicirte. Wir befinden uns in einem Gebiet dunkler Kalke und Schiefer, welche im Ganzen nordöstlich fallen und gegen die Höhe des Schemirankammes zu von tuffartigen „grünen Schichten“ überlagert werden. Hier aber, wie am ganzen unteren Theil des Südabhanges der Schemirankette treten diabasische Eruptivgesteine in enger örtlicher Verknüpfung mit jenen dunklen Kalken und Schiefern auf. So sieht man oberhalb der Thalgabelung über Derike, nachdem man den beschriebenen sandigen Schutt passirt hat, ein solches Eruptivgestein mit porphyrisch ausgesondertem weissen Feldspath. Darüber sieht man dunklen Schiefer, der in lange prismatische Nadeln oder griffelartige Stücke zerfällt, wie man solchen auch ganz ähnlich etwas weiter östlich oberhalb des Dorfes Passgalae am Wege nach dem Tochtschalpasse antrifft. Darüber kommt dann ein weissliches, stark zersetztes Gestein, welches an einer Stelle sich ganz mit rother, eisenschüssiger Verwitterungsrinde überzieht, so dass ein ganzer Strich am Berggehänge roth erscheint. Dann kommt nochmals das Eruptivgestein mit dem weissen Feldspath. Darüber kommen dann dunkle Kalke, welche auch dicht bei dem Erzvorkommen in Verbindung mit mehr grauen kieseligen Kalken anstehen. Man begegnet also auf einem relativ kleinen Flächenraum hier einem grossen Wechsel von Gesteinen.

Die Gegend ist in geologischer Hinsicht ziemlich genau das Conterfei des Gebirges bei und oberhalb Passgalae und zeigt auch denselben finstern und zerrissenen Charakter. Spätere Untersuchungen werden deshalb vielleicht auch bei letzterem Orte zur Auffindung ähnlicher Erzlagerstätten führen.

Ich habe einige willkürlich gewählte Proben der Kupfererze von Derike chemisch untersuchen lassen. Herr Bergrath C. v. Hauer war so freundlich, diese Untersuchung zu übernehmen.

Bei der einen Probe ergab die Bauschanalyse für 100 Theile:

Bergart	31·1	
Eisen	20·3	
Kupfer	24·0	
Schwefel	24·6	(inclusive von wenig Kohlensäure, Wasser und Sauerstoff)
	100·0	

Das Erz besteht sonach aus einem Gemenge von Kupferkies, Buntkupfer und Malachit. Die Analyse bezieht sich auf das Roherz ohne jede Concentration und letzteres ist daher sehr reich an Kupfer.

Eine andere Probe hatte dieselbe principielle Zusammensetzung, nur war sie viel erzärmer. Die Bauschanalyse ergab:

62·9 Bergart (unlösliche)
5·9 Kupfer
5·5 Eisen
6·0 Schwefel (einschliesslich etwas Sauerstoff und Kohlensäure)
19·7 Kohlensäure. Kalk und Magnesia
100·0.

Eine dritte Probe endlich wurde von Herrn Bergrath Patera untersucht und ergab 18·33 Procent Kupfer in dem gewöhnlichen Roherz.

Es unterliegt sonach keinem Zweifel, dass der Erzgehalt des betreffenden Ganges ein sehr ansehnlicher ist.

Arsen, Antimon und Silber sind in den Erzen nicht enthalten, wie mir die Herren C. v. Hauer und Patera versichern, welche auf das Vorkommen dieser Stoffe ganz specielle Prüfungen vorgenommen haben. Also ist in der Erzmasse kein Fahlerz vorhanden.

Die ganze Gangmasse hat eine breccienartige Structur und kantige Fragmente der Bergart liegen in der Erzmasse eingebacken, welche ihrerseits auch alle feineren Klüfte der tauberen Bergart ausfüllt. In der Regel zeigt sich der glänzende Kupferkies von einem Saume von dunkel gefärbtem Buntkupfer umgeben. Letzteres durchzieht auch in äusserst feinen, oft nicht mehr als haardicken Lagen die bisweilen parallelen Zerklüftungen des Kupferkieses. Malachit zeigt sich als Anflug auf der Bergart oder in kleinen Partien, besonders im Buntkupfer.

Ein anderes Auftreten von Kupfererzen sah ich in dem Gebirge oberhalb des Dorfes Haimadscha. Dieses Dorf liegt im oberen Theile eines von rechts, das ist von der Westseite in den Keretschfluss mündenden Seitenthales. Ich habe dieser Gegend schon oben bei Besprechung der kohlenführenden Formation und der Thoneisensteine Erwähnung gethan.

Man steigt von Haimadscha, den Ursprung des Baches aufwärts bis auf die Höhe des Gebirges zwischen den Gipfeln des Hesorbende und des Serijud, welche, wie ich bei einer früheren Gelegenheit betonte, aus Kalk und Dolomit von sehr wahrscheinlich triadischem Alter bestehen. Dann wendet man sich nordwestlich gegen den in seiner Spitze aus den „grünen Schichten“ zusammengesetzten Kertschun. Ehe man dorthin gelangt, passirt man die durch Kohlen- und Eisensteinführung bezeichneten Liassandsteine, welche das Hangende jener Kalke und Dolomite bilden.

War bisher das Profil vom rothen Sandstein bei Haimadscha angefangen bis zum besagten Liassandstein, ein Profil, dessen ich schon in meinen Bemerkungen über die Tektonik des Alburs gedachte, sehr deutlich, so ist dafür das Gebirge in der Gegend des Kertschun ungemein gestört und die Lagerung sehr verworren, und ich muss bekennen, dass es mir nicht möglich gewesen ist, ein klares Bild der dortigen Lagerungsverhälinisse zu gewinnen. Der Mangel an Zeit trägt hieran übrigens auch die Schuld.

Jedenfalls trifft man in der Nähe des Kertschun auf einen dunklen oder schwärzlich-grauen geäderten Kalk, unter welchem Quarzite

und grünlich-gelbe oder röthlich erhärtete Thonmergel, sowie schiefrige rothe Sandsteine auftreten. Die fraglichen Kalke sah ich an einigen Stellen in Stunde 3 streichen und nach Nordwest einfallen. Ihr Streichen war also an dieser Stelle ganz abweichend von dem allgemeinen Nordwest-Südost-Streichen und dem Nordost-Fallen, welches in diesem Gebirge herrscht. In jedem Falle lagerte hier der Liassandstein discordant gegen diese Kalke sowohl, wie gegen die grünen Schichten am Gipfel des Kertschun und schien sich an einer Stelle sogar zwischen jene beiden Ablagerungen hineinzuschieben, was im Vergleich mit den an deutlicheren Profilen beobachteten Verhältnissen keineswegs als regelmässig betrachtet werden darf.

Am südwestlichen Abhange des über 8000 Fuss hohen Kertschun oberhalb oder vielmehr am obersten Theile eines sehr steilen Absturzes, welcher sich dem imposanten und noch höheren Berge Kohor gegenüber befindet, sah ich nun in jenem dunklen Kalk einen breiten, zum grossen Theil von weissem Kalkspath ausgefüllten Gang, welchem die Kupfererze (Kupferkies und Malachit) eingesprengt sind. Seiner unbequemen Lage wegen gehört dies Vorkommen indessen wohl zu denjenigen Persiens, welche am längsten auf ihre Ausbeutung zu warten haben werden.

Auch im höchsten Quellgebiet des Keretsch oder vielmehr des Lowraflusses, an der Wasserscheide gegen Masenderan, oberhalb des Dorfes Azadbar, am Wege nach dem schon zum Gebirgsstock des Takht i Soleiman gehörigen Syach kamer kommen Kupfererze vor. Wenigstens gibt Kotschy (Der westliche Elbrus, Wien 1861, pag. 30, Separatabdr. aus d. Mitth. der k. k. geogr. Ges.) an, dergleichen dort gesammelt zu haben. Ueber die geologischen Verhältnisse dieses Vorkommens wird man allerdings durch die Darstellung Kotschy's nicht klar belehrt.

Er schreibt: „Am Syach kamer, das von verwittertem Serpentingestein umgeben ist, angelangt, war ich nicht wenig überrascht, in ihm ein Stück Demavend zu finden, wie ich diesen nämlich bei Tacht Bosmitschal, am Fusse des Vulkankogels, ganz aus Laven bestehend, kennen lernte. In den vulkanischen, schwer zu durchsteigenden Aschen traf ich nur eine Pflanze an, das sonst in Persien von mir nirgends gefundene *Pyrethrum Kotschyi*. Diese Eruption steht allein, wie ich erfahren, in weiter Entfernung vom Hauptkogel da.“ Die Kupfererze wurden am Rückwege gesammelt. Danach dürften sie nicht jenem angeblichen vulkanischen Kogel, sondern vielleicht den von Kotschy als Serpentin bezeichneten Gesteinen der Umgebung desselben angehören.

Schlimmer (l. c. pag. 174) nennt die Ortschaft Khor im District von Alengueh Rudbar, 8 Stunden nordwestlich von Teheran, als Fundpunkt von Kupfererzen. Der angegebenen geringen Entfernung wegen kann hier nicht Saitun Rudbar am Sefidrud gemeint sein, welches viel weiter von Teheran entfernt ist. Derselbe Autor spricht auch von den Kupfervorkommen bei Ghessin und Tarom im Norden Persiens, als von Punkten, die geeignet seien, die Aufmerksamkeit der Industriellen auf sich zu lenken.

Ich selbst sah Kupfererze bei Ibrahimabad im westlichen Alburs, woselbst sie einem Labradorporphyr untergeordnet sind. Ibrahimabad

liegt am Wege von dem durch sein Kohlenvorkommen bekannten Punkt Hif, nach dem Talakhan auf der Südseite des den Talakhan im Süden begleitenden Gebirgskammes. Das Kupfer kommt hier theilweise gediegen vor.

Melgunof (l. c. pag. 212) erwähnt, dass am Berge des Divisefid beim Dorfe Tschelemder in Masenderan sich Kupfererze finden sollen. Tschelemder liegt im Buluk Kudschur oder Kuhistan zwischen dem Flusse Suläde im Osten und dem Flusse Tschalus im Westen.

Nördlich von Deh i Mullah, welches die letzte Station auf dem Wege von Teheran über Damghan nach Schahrud und ungefähr vier Farsach von letzterer Stadt entfernt ist, sah ich am Berge Siotschekel einige alte Pingen im Kalkstein und erkannte unter den umherliegenden Haldenproducten namentlich Kupfergrün. Dass hier auch etwas Spatheisen- und Rotheisenstein vorkommt, hätte bereits bei Besprechung der Eisensteinvorkommnisse erwähnt werden können. Diese Gruben sind jedenfalls schon seit längerer Zeit verlassen worden, denn auf mein Befragen konnte sich Niemand erinnern, dass hier zu Zeiten der lebenden Generation gearbeitet worden sei. Ich will mit wenigen Worten den Weg zu jenen Gruben geologisch beschreiben.

Schon in den Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges habe ich (pag. 31) der Gegend nördlich von Deh i Mullah als einer tektonisch deshalb interessanten gedacht, weil hier aus der steinigen, vom Gebirge her langsam abfallenden Ebene in dem Hügel Wertschemkuh die Spitzen einer dem Gebirge parallelen niedrigen, grösstentheils durch quartären Schutt und Schotter verdeckten, gleichsam unterirdischen Hügelkette auftauchen.

Man lässt jenen Hügel, sofern man den nächsten und besten Weg einschlagen will, seitwärts liegen und folgt zunächst gewissen alten, dort befindlichen Befestigungsmauern und dann einer Wasserleitung und gelangt so nach einem Marsch von einem Farsach an den Fuss des Gebirges und in das Thal des Baches, aus welchem das Wasser für Deh i Mullah in jener Wasserleitung abgeleitet wird.

Hier sieht man, so zu sagen kurz vor dem Eingange des Thales, rechts und links vom Bache horizontal gelagerte Schotterbänke. Aus diesen Schotterbänken und von denselben über- und umlagert treten dann steil nach Norden fallende Kalkbänke hervor, die theilweise an der Oberfläche kaum sichtbar sein würden, wenn nicht der Bach dieselben sammt den Profilen im Schotter frei gelegt hätte. Da wir uns hier noch etwas vor dem eigentlichen Gebirgsrande befinden, so können die geschilderten Verhältnisse als ein neuer Beleg für die Existenz unterirdischer, nur durch die von Quartärbildungen applanirte Oberfläche maskirter Höhenzüge gelten, von denen ich schon an anderer Stelle gesprochen habe, um zu zeigen, dass wir es auf den persischen Hochebenen nicht mit tektonischen Plateaus, sondern nur mit der Oberfläche nivellirender und nivellirter jüngerer Ausfüllungsmassen zwischen den einzelnen Gebirgsketten zu thun haben.

An einer Stelle des rechten Ufers beobachtet man einen röthlichen Kalk zwischen grauen Kalken. Die betreffenden Bänke streichen ostwestlich und fallen nach Norden, bezüglich Nordosten gegen die Liassandsteine des Berges Tapal zu. Da die Schichtenstellung am Berge

Tapal eine überkippte ist, so wäre die Vermuthung nahe gelegt, dass wir es hier mit einem relativ jüngeren, vielleicht oberjurassischen oder gar cretacischen Kalke zu thun hätten, wenn nicht der an der Südflanke des Tapal verlaufende Bruchrand diese Deutung zweifelhaft machte. Nur Versteinerungen werden hier entscheidend sein.

Weiter bachaufwärts gelangt man zu dem auf einem Hügel stehenden verfallenen Schlosse oder Thurme Siruh. Dieser Hügel besteht aus den ebenfalls nördlich fallenden Schichten eines krystallinischen Kalkes. Hier theilt sich das betreffende Thal, indem ein Theil desselben von Norden her bei dem von hier aus ostwärts gelegenen Berge Tapal vorbei als Querthal kommt, während der andere Zweig des Thales von Nordwesten her kommend, ein schmales Längsthal zwischen zwei Bergketten bildet.

Geht man nun von Siruh in dem von Westen kommenden Längsthale bachaufwärts, so gelangt man nach kurzer Zeit zu einer scherzhafter Weise Serikaljanicherz (Bärenpfeifenkopf) genannten Gesteinsmasse, die in der Mitte des Bachbetts sich befindend, in der Entfernung einem mehr als hausgrossen Block ähnelt, die aber, in der Nähe besehen, sich als die übrig gebliebene Masse einer lose verkitteten Thalschotterausfüllung erweist, deren ganze Umgebung vom Bache zerstört und weggewaschen wurde.

Die Berge auf der linken Thalseite hier lieferten devonische Versteinerungen, ähnlich denen, wie sie im Norden der Liassandsteine des Tapal und in der Sahra i Mudschen vorkommen. Gleich in der Nähe des Serikaljanicherz beobachtete man eine Partie steil gestellter dünner Schichten eines rothen sandigen Mergelgesteins. Vor und hinter dieser rothen Gesteinspartie verlaufen trockene Bachrisse bergaufwärts. Der hintere westlichere von diesen Bergrissen führt ziemlich direct zu den alten Kupfergruben und relativ bequem nach den Gipfelkämmen des Berges Siotschekel. An beiden Bachrissen gewahrt man ein Stück bergaufwärts die grünlich-grauen Sandsteine des Lias. Die obere Hauptmasse aber des Berges Siotschekel besteht aus Kalkstein, dem seltener kleinere Partien mehr schiefriger Gesteine untergeordnet sind. Die Kalke sind von verschiedener Beschaffenheit, gehören aber doch wohl zusammen.

Ziemlich hoch oben, an einem nach Norden gerichteten Vorsprunge des Berges befinden sich neben einander die beiden alten Grubenschächte, von denen der eine 6 bis 7, der andere ungefähr 3 bis 4 Klafter tief war. Da ich das Kupfervorkommen ausschliesslich nach den Haldenproducten beurtheilen konnte, so bin ich nicht in der Lage, mich über die weitere Abbauwürdigkeit dieses Punktes auszusprechen.

Die Kalke, die hier in der Nähe der Gruben auftreten, sind von zweierlei Art. Theils sind sie dicht und zeigen Beschläge von Kupfergrün, theils, und zwar gilt dies für die Kalke, in denen als wenig mächtige Ausfüllungen von Klüften oder der Zwischenräume zwischen einzelnen Bänken Spatheisen mit Rotheisenstein vorkommt, sind sie etwas krystallinisch und enthalten eine Menge undeutlicher Versteinerungen. Der etwas krystallinische Zustand der betreffenden Kalke bewirkt eben den ungünstigen Erhaltungszustand der organischen Reste. Doch liess sich unter den letzteren ein *Chonetes* erkennen. Deshalb darf

für diese Bildung wohl ein paläozoisches Alter angenommen werden, aber man darf nicht verkennen, dass sie im ganzen Habitus von den devonischen Kalken der Sahra i Mudschen und des Thales von Kelbehide, und somit auch von den vorhin genannten versteinerungsreichen Kalken abweicht, welche nördlich von dem beschriebenen Längsthal in der Nähe des Serikaljanicherz vorkommen.

Die Lagerungsverhältnisse dieses Gebirgstheiles sind ausserordentlich verwickelt. Die Schichten am Berge Siotschekel sind fast überall vertical gestellt, so auch in der Nähe der Gruben. In der Nähe der letzteren beobachtete ich ein Schichtenstreichen in Stunde $3^1/_2$ ($15^1/_2$), welches von dem allgemeinen Streichen der Schichten im Alburs also beträchtlich abweicht. Ich muss demzufolge die nähere Stellung sowohl dieser Kalke, als der rothen, merglig sandigen Schiefer, von denen ich oben sprach, im Dunklen lassen, zweifle aber nicht, dass es späteren, etwas längeren und ausgedehnteren Studien an Ort und Stelle gelingen wird, auch hier die relative Reihenfolge der verschiedenen Bildungen festzustellen, unter Berücksichtigung der festen Anhaltspunkte, die wir in dem Auftreten der versteinerungsreichen devonischen Brachiopodenkalke und des Liassandsteins besitzen, und unter fernerer Berücksichtigung des Umstandes, dass letzterer bisweilen discordant zu den von ihm überlagerten Formationen sich verhält. Wenn ich in den Bemerkungen zur Tektonik des Alburs Bildungen, wie die hier erwähnten rothen Schiefer bei der kurzen Skizzirung des Formationsmateriales nicht mit anführte, so geschah dies, weil es mir dort nur darauf ankam, die hauptsächlichsten und nebenbei auch wenigstens im allgemeinen Ganzen ihrer relativen Reihenfolge nach sicher horizontirbaren Schichtencomplexe zu besprechen, welche an der Zusammensetzung des Alburs einen hervorragenden Antheil nehmen. Ich hatte und habe noch die Hoffnung, dass nach Feststellung der wesentlichen Grundzüge des Aufbaues jenes Gebirges mit der Zeit auch die Aufklärung mancher Einzelnheiten gelingen werde, welche gegenwärtig noch nicht mit den übrigen Thatsachen in Zusammenhang gebracht werden können.

Zufolge von zuverlässigen Erkundigungen, die ich in Schahrud einzog, kommen 3 Farsach von dieser Stadt und etwa 2 Farsach östlich oder nordöstlich von dem verfallenen Karavanserai Robati Todscher, welches selbst einen Farsach unterhalb Tasch gelegen ist, am Berge Schabar Kupfererze vor, welche zu Zeiten, wenn auch nicht regelmässig ausgebeutet werden. Schon Buhse (vergl. Grewingk l. c. pag. 117) wusste, dass bei Tasch Kupferminen im Betriebe waren. Es gelang mir aber nicht, als ich auf der Reise von Asterabad nach Schahrud begriffen, mich in Tasch aufhielt, auch nur das Geringste darüber zu erfahren. Selbst die ältesten Leute in Tasch wollten sich weder auf einen derartigen Betrieb, noch überhaupt auf ein Kupfervorkommen in der Nähe erinnern. Ich kann nur wünschen, dass spätere Reisende in Persien nicht überall einem solchen Misstrauen begegnen möchten, wie ich in Tasch; zur Ehre der persischen Gebirgsbewohner muss ich aber versichern, dass ein derartiges Verhalten nicht die Regel bei ihnen ist. Die Schwierigkeiten, denen man in Persien begegnet, gehen meist von ganz anderer Seite aus.

Andere Vorkommnisse von Kupfererzen aus dem östlichen Alburs erwähnt Melgunof (l. c. pag. 146—148) ohne nähere Beschreibung der Fundorte. Er nennt Peschmaliden in Sadan Rustak, 3 Farsach südwestlich von Asterabad, — Dahanëi-niëi-schahkuhi-païn südwestlich von Hadschiabad in Sawer, 7 Farsach von Asterabad, — Tudschar, womit wahrscheinlich jenes Vorkommen von Robat i Todscher gemeint ist, von dem ich soeben geredet habe, — dann Gulistani-Kuschar westlich von dem Berge Gulistan im Buluk Kuschar, 15 Farsach von Asterabad, Tadschiri-ramijan östlich vom Ramjan, — Rudkhaneï-balä-schahi-khanduz in Fenderisk, 16 Farsach von Asterabad, — Nileku im Gebiete der Goklan-Turkmenen, südwestlich von Nileku, 22 Farsach von Asterabad, — Kulä-Kalpusch östlich von dem Berge Kalpusch, zwischen den Provinzen Asterabad und Schahrud-Bastam, 25 Farsach von Asterabad, — Dal-kuh i watan östlich von dem Berge Watan in Fenderisk, 20 Farsach von Asterabad, — Artimeï-abar östlich von dem Berge Artime (?), 35 Farsach von Asterabad, — Zugaletschal-abar nördlich von dem Berge desselben Namens, 20 Farsach von Asterabad, — Sija-Kuhi-Bastam in der Provinz Bastam, 20 Farsach von Asterabad, Gharimughani-schahrud südwestlich von Mughani in Schahrud-Bastam, 18 Farsach von Asterabad, — Zeraspeï-tazire südwestlich von Tazire in Damghan (Tileï-sefid), 18 Farsach von Asterabad, — Kelärizi-tazire südwestlich von dem Berge Tazireh, 16 Farsach von Asterabad, — Tengabi-tschehorde nördlich von Mazarde in Damghan, 15 Farsach von Asterabad — östlich vom Dorfe Rischm im Buluk Kudschur, 20 Farsach von Asterabad, — Luschemewar, 28 Farsach von Asterabad, — Turud westlich von dem Dorfe Turud, 28 Farsach ven Asterabad, — Sijahkuhi-tscheschmeï-schirin, 26 Farsach von Asterabad nördlich von Tscheschmeï-schirin.

Auch in der Provinz Khorassan scheint das Auftreten von Kupfererzen recht bemerkenswerth zu sein.

Dergleichen sollen nach Napier (l. c. pag. 106) am Berge Buhar, etwa zwischen Jajarm und Budschnurd vorkommen, aber nicht bearbeitet werden.

Dagegen sind bei Abassabad östlich von Meïomid (Meïameï auf der Khanikoff'schen Karte) Kupfergruben seit längerer Zeit bekannt, welche in der Nähe einiger zerstörter, von Schah Abbas erbauter Karavanseraien liegen, deren Abbau aber seit den Zeiten Nadir Schah's eingestellt wurde.

Bei Miandescht, etwas westlich von Abassabad, liegen nach Goebel (Ueber einen vermeintlichen Herd vulkanischer Thätigkeit in Chorassan, bull. de l'Acad. de St. Pétersburg, 1865, 5. Bd., pag. 328) zahlreiche, von alter Kupfergewinnung herrührende Schlacken umher, welche Fraser früher für Obsidian gehalten hatte. Goebel wies nach, dass dort in der Nähe Kupfer in verschiedenen Formationen gefunden werden könne, und dass hauptsächlich ein brauner und schwärzlicher, porphyrartiger Trachyt die Kupfererze in Form von gediegenem Kupfer, Rothkupfererz, Kupferkies und Buntkupfererz mit sich führe. Ausserdem finden sich Kupfererze in jener Gegend noch in Gesteinen, die Goebel als metamorphische Schiefer bezeichnet, und in selteneren

Fällen zeigt sich auch ein dort auftretender Sandstein mit Kupfergrün und Rothkupfererz imprägnirt.

Nach Khanikoff (l. c. pag. 86) schmelzen die Einwohner von Mezinan (Mezinum) unbedeutende Mengen von Kupfererz ein und verkaufen das Kupfer in Sebzewar zu 8 Kran den Batman.

Der District von Sebzewar selbst ist nach demselben Autor (l. c. pag. 81) ziemlich reich an Mineralien und gibt es dort auch Kupferminen.

Auch nach Schlimmer (l. c. pag. 172) darf man glauben, dass noch gegenwärtig in Khorassan Kupfer gewonnen wird. Er sagt nämlich, dass die Kupferminen in Khorassan unregelmässig ausgebeutet werden, und deshalb kaum genügen, um den Bedarf der Provinz zu decken, während sie unter richtiger Leitung wahrscheinlich für ganz Persien und Afghanistan ausreichen würden. Leider werden von diesem Autor die Punkte, an denen noch heute die Ausbeute von Zeit zu Zeit stattzufinden scheint, nicht näher bezeichnet.

Ich kann mir nicht versagen, hier noch eine Stelle aus demselben Werke anzuführen (l. c. pag. 170), welche für die Art der Kupfergewinnung und Erzverhüttung in Persien überhaupt bezeichnend sein mag. Schlimmer schreibt: „Sehr reiche Kupferminen werden in Khorassan sehr ungeschickt ausgebeutet. Das Erz wird zum grössten Theil in Hohlöfen geschmolzen, bei denen der Wind der Blasebälge von oben kommt, so dass ein beträchtlicher Theil des Metalles während des Schmelzprocesses oxydirt wird und unbenützt in die Schlacken übergeht. In Ermangelung genauerer Hilfsmittel habe ich diese Schlacken mit Schwefelsäure behandelt und 9 Percent Schwefelkupfer erhalten, ein sicherer Beweis, dass eine gut geleitete industrielle Unternehmung noch von der Umschmelzung der Schlacken Nutzen ziehen könnte, von welchen seit langen Jahren unberechenbare Massen angehäuft sind.“

Schlimmer erwähnt auch, dass in der Gegend von Kerman Mancher sein Brot damit verdient, dass er die Kupferschlacken (crasses cuivreuses) zusammenliest, welche sich noch in Menge in den Gebirgen dieser Prozinz fänden und wahrscheinlich die Reste von Bergarbeiten aus vorislamitischer Zeit seien. Die Umschmelzung dieser Schlacken soll noch 7 bis 8 Procent Kupfer liefern. Danach scheint es auch im südöstlichen Persien an Kupfer nicht zu fehlen. Uebrigens spricht auch Blanford (l. c. pag. 486) bei Beschreibung des Weges von Bam nach Kerman davon, dass in den Aschenschichten des aus vulkanischen Gesteinen zusammengesetzten Kuh Hazar bei der Stadt Rayin etwas Malachit vorkommt.

Lovett (Surveys on the road from Shiraz de Bam, journal of the roy. geogr. soc. London 1872, pag. 205) verfolgt den Weg über Niriz, Kotro, Bischni, Dascht und Khairabad. Bischni ist ein kleines Dorf unterhalb einiger Kalkketten, welche die nördliche Begrenzung des Kotrothales bilden. Am Wege findet sich hier Schiefer und weisser Marmor. Wenn man die Wasserscheide kreuzt, kommt man nach Dascht oder Siri Dascht. Hier kommen neben Bleierzen auch, wie es scheint, nicht besonders gute Kupfererze vor. Die letzteren werden aber weggeworfen, weil die Arbeiter hier nicht im Stande sind, das Kupfer metallisch zu reduciren.

Bei Kaleizeri zwischen Bassiran und Nih im östlichen Persien werden von Khanikoff (l. c. pag. 169) Kupferminen angegeben.

Im mittleren Persien soll nach Schlimmer bei Natenz und Naïne Kupfer gefunden werden. Ebenso nennt er die Kupferminen von Herend in der Gegend zwischen Isfahan und Yezd, welche von Kupa eine Tagreise und von Isfahan vier Tagreisen entfernt sind. Das Product dieser Minen wird hauptsächlich in Isfahan verkauft.

Zink und Zinn.

Zink, das häufig zu Trinkgeschirren verarbeitet wird, kommt ganz allein aus Russland, heisst es bei Polak (Persien, 2. Theil, p. 177). Doch kommen Zinkerze bei Taft in der Gegend von Yezd vor. Goebel veröffentlichte im Bulletin der Petersburger Akademie (1863, pag. 403) einen Aufsatz, betitelt: Chemische Untersuchung der Zinkblüthe von Taft (Provinz Yezd) in Persien, nebst Bemerkungen über das Vorkommen und die Bildung derselben.

Das Gebirge bei Taft besteht aus Dolomit, welcher die Vorberge des Schirkuh-Gebirges bildet. Die Flüsse führen hier ausser Dolomitgeschieben zum Theil auch Granitgeschiebe. In der That bildet Granit nach Grewingk (l. c. pag. 119) die Thalsohle in Deh Bulloh am Fusse des Schirkuh und wird derselbe deutlich überlagert von den Sedimentgebilden des Schirkuh (Löwengebirges). Nebenbei bemerkt, schliesst sich dieser Granit im Allgemeinen an die Granitgebirge des Elwend, des Kuhrudgebirges und von Gulpaigan als südöstliche Fortsetzung an, von welchen Gebirgen ich in den Bemerkungen über die Tektonik des Alburs (pag. 34) die Vermuthung aussprach, dass wir in ihnen die wahren Centralgesteine der persischen Bodenanschwellung vor uns hätten.

Goebel bemerkt nun, dass in dem Dolomitgebirge in der Nähe von Taft, welches sich auch durch einen gewissen Reichthum an Eisen-, Mangan- und Bleierzen auszeichnet, sich grössere Höhlen befinden. Am Eingange in diesen Höhlencomplex geht „die dunkelbraune Farbe des Gesteins durch Aufnahme von Eisen- und Manganoxydulcarbonat in eine röthliche und zum Theil fleischrothe über. Zinkspath, Kupfergrün und Bleispath treten in den Gesteinen theils in Drusenräumen, theils in der compacten Masse fein eingesprengt auf und verleihen denselben auf Bruchflächen ein mitunter blau- und weissgesprenkeltes Ansehen.“

Der über den Höhlen befindliche Kamm des Berges war ein flach gerundet wellenförmiger, zu den Seiten steil abfallender Rücken, mit vielen kleinen kessel- oder schalenartigen Vertiefungen von 1—2 Fuss Durchmesser, die zum Theil mit Regenwasser erfüllt waren (im Mai 1858). Er befand sich höher gelegen als jener, welcher ihn von dem Thale schied, in dem der Ort Taft lag, da ein Theil des letzteren nebst den Anpflanzungen vom Gipfel des ersteren aus übersehen werden konnte. Die röthlichen Felsen in der Nähe des Eingangs der Höhle fand Goebel „mit reichlichen, den Achatbildungen ähnlichen Sinterkrusten von Zinkblüthe überzogen, die in concentrisch schaligen Lagen von wenigen Linien bis zu einigen Zollen dick auftreten.“

Die Zusammensetzung der Zinkblüthe von Taft ergab sich, wie folgt:

Kohlensaures Zinkoxyd	42·256
Kohlensaures Bleioxyd	0·513
Kohlensaures Kupferoxyd	0·749
Kohlensaures Manganoxydul	Spur
Kieselsaures Zinkoxyd	0·523
Zinkoxydhydrat	55·361
	99·402.

Goebel gibt diesem Mineral auf Grund dieser Zusammensetzung eine etwas andere Formel als der gewöhnlichen Zinkblüthe, und findet, dass es sich denjenigen Zinkverbindungen anschliesse, welche auf künstlichem Wege als Niederschläge von Zinksalzen aus wässeriger Lösung durch kohlensaure Alkalien erhalten werden. Wahrscheinlich ist übrigens diese Zinkblüthe ein Umwandlungsproduct des im Gestein enthaltenen Zinkspathes.

In jedem Falle scheint die Umgebung von Taft mit ihren Erzlagerstätten einer aufmerksamen Beachtung würdig.

Nach Smyth (quat. journ. London 1859, pag. 606) kommt Zinkblende in Verbindung mit Bleiglanz auftretend im Karadagh vor.

Zinn soll nach den Erkundigungen Melgunoff's (l. c. pag. 147) vorkommen in Gulistani-Kuschar, westlich vom Berge Gulistan im Buluk-Kuschar, 25 Farsach von Asterabad, im Kulä-kalpusch, östlich vom Berge Kalpusch, zwischen den Provinzen Asterabad und Schahrud-Bastam, 25 Farsach von Asterabad, und zu Schahdari-tscheschme-Ali, 18 Farsach von Asterabad. Es ist aber unbekannt, welche Art von Zinnerzen gemeint sein könne.

Auch in der kurzen Notiz von Murray (on some minerals from Persia, quat. journ. London 1859, pag. 605) findet sich eine kurze, aber sehr unbestimmte Erwähnung des angeblichen Vorkommens von Zinn bei Täbris.

Blei.

An Bleierzen scheint Persien besonders reich zu sein. Dieselben sind, soweit ich dies beurtheilen kann, in der Regel an Kalkformationen gebunden.

Gleich in der Nähe von Teheran befindet sich ein sehr interessantes Vorkommen von Bleiglanz, und zwar dicht bei den Ruinen von Rei (dem Rhages der Bibel), worüber ich seinerzeit schon in einem Briefe ddto. Teheran, 28. Februar 1875, Verh. der geolog. Reichs-Anst. 1875, pag. 132) berichtet habe.

Es hat bereits Czarnotta (Jahrb. d. geolog. Reichs-Anst. 1872, pag. 113) auf das Vorkommen von Bleierzen, die er silberhältig fand, in der Umgegend von Rei aufmerksam gemacht. Die Localität, welche dieser Reisende besucht hat, wurde jedoch von demselben in seinem vorläufigen Bericht (an der Ausführung einer grösseren Arbeit hinderte ihn der Tod) nicht genau genug beschrieben, um die Wiederauffindung mit unbedingter Sicherheit zu ermöglichen. Czarnotta sprach von Bleiglanz führenden Quarzadern und Thonschiefern. In der Nähe der

Erzvorkommnisse aber, die ich selbst bei Rei gesehen habe, fanden sich Thonschiefer nicht, vielmehr befand sich das ganze Vorkommen im Kalkstein.

Trotzdem dürfte dies wohl dieselbe Localität sein, die auch Czarnotta besucht hat, da ich von der Existenz noch anderer durch Erzführung ausgezeichneter Stellen in der Nähe von Rei nichts gesehen oder gehört habe.

Die betreffende Localität befindet sich auf dem Südabhange der Kette, die von mir in jenem Reisebriefe mit dem Namen der Berge von Schahabdulazim belegt wurde.

Denen, die Rei besuchen, wird bald die Ruine eines noch in der Ebene gelegenen Thurmes mit einspringenden Mauerkanten auffallen, insofern dieses Bauwerk das wohlerhaltenste der ganzen Ruinenstätte ist. Zwischen diesem eigenthümlichen Monument und einem weiter östlich gleichfalls in der Ebene gelegenen runden Thurme mit alten Inschriften, den ich noch am 17. December 1873 in seinem ganzen Mauerwerk gut erhalten gesehen habe, der aber in den ersten Tagen des Jahres 1874 zur Hälfte zusammenstürzte, befinden sich an der dieser Ebene zugekehrten Berglehne noch andere Reste von Mauerwerk, nämlich eines grösseren, castellartigen Gebäudes, und eines kleineren, dem völligen Zerfall schon sehr nahen Thurmes. Hier geht man ein wenig östlich von der grösseren am Bergabhange befindlichen Ruine bis etwa zur schwachen halben Höhe des Berges aufwärts und befindet sich bald in der Nähe einiger alter Gruben, von denen die eine etwas mehr abwärts gelegen, ein fast senkrechtes Loch vorstellt, während der grössere Bau etwas weiter oben schräg in den Berg hineingeht.

Das Gestein ist hier ein dunkler dichter Kalk, der stellenweise ein wenig dolomitisch wird. Dass wir es hier überall mit einem nördlichen Einfallen der Schichten zu thun haben, und dass der südliche Steilabsturz der betreffenden Kalkkette einer grösseren Verwerfung entspricht, habe ich schon in meinen Bemerkungen über die Tektonik des Alburs auseinandergesetzt. Das Fallen der Schichten bei der grösseren der genannten alten Gruben hatte eine Neigung von etwa 60—71 Graden nordwärts.

Stufen mit Bleiglanz kann man namentlich vor dem Mundloch der grösseren Grube in ziemlicher Anzahl auflesen und ist auch das anstehende Erzvorkommen zu beobachten.

Die Gangmasse des Erzvorkommens besteht in der Hauptmasse aus hellem Quarz. Der Bleiglanz erscheint in einzelnen gut entwickelten Krystallen in der Quarzmasse vertheilt. Nach einer Analyse des Herrn Konrad v. John (Verh. d. geolog. Reichs-Anst. 1878, pag. 121), dem ich Proben zur Untersuchung mittheilte, enthält das Erz, auf das vorhandene Blei berechnet, 0·075 Procent Silber. Das durch Cupellation erhaltene Silberkorn zeigte eine etwas gelbliche Farbe und löst sich in Salpetersäure unter Hinterlassung von schwarzen Flöckchen auf, so dass auf das Vorhandensein von Gold geschlossen werden konnte. Eine genauere Bestimmung der etwaigen percentischen Menge des letzteren Metalles war leider nicht durchführbar. Immerhin aber ist es von Interesse, dass wir den Bleiglanz von Rei oder Schahaldulasim nicht

nur als ziemlich silberreich, sondern sogar als etwas goldhältig bezeichnen dürfen.

Eine andere Analyse nicht etwa eines besonders ausgesuchten Stückes Bleiglanz, sondern einer gewöhnlichen Probe des Roherzes sammt der Gesteinsart wurde von Herrn C. v. Hauer vorgenommen. Dieselbe ergab:

26·1	Bergart
53·8	Blei (mit Silber)
3·7	Kupfer
3·8	Eisen
2·6	Kohlensäure und Sauerstoff
10·0	Schwefel
100·0.	

Ausserdem wurde eine Spur von Chlor gefunden. Der Bleiglanz enthält nach C. v. Hauer im Centner etwas über 4 Loth Silber, das schwach goldhältig ist. Auch soll das Blei zum Theil in Form von Weissbleierz vorhanden sein. Das nachgewiesene Kupfer findet seine Erklärung in dem Umstand, dass die den Bleiglanz umgebenden Gesteinspartien häufig mit durch Kupfergrün gefärbten Ueberzügen versehen sind.

Ich will hier noch eine Beobachtung einschalten, die zwar an sich unwesentlich scheinen mag, indessen vielleicht in anderen Fällen bei dem Mangel paläontologischer Anhaltspunkte zur Wiedererkennung der Kalkformation führen kann, innerhalb deren die Bleierze auftreten.

An der kahlen Berglehne nämlich sowohl in der Nähe der Erzgruben als weiter östlich findet man in dem anstehenden Kalkstein vielfach kleinere, linsenförmige, oft auch gestreckt schicht- oder gangförmige Einlagerungen, die durch ihre schwarzbraune Farbe von der umgebenden Gesteinsmasse unterschieden sind. Doch überzeugt man sich bald, dass nur eine sehr dünne Rinde dieser Linsen aus einer vermuthlich durch Brauneisen gefärbten Masse besteht, während das Innere jener Einlagerungen in der Regel gewöhnlicher Kalk ist. Ich hebe diese an sich vielleicht unbedeutende Thatsache hervor, weil ich in gewissen später zu erwähnenden Kalken der Gebirge zwischen Isfahan und Chonsar, die sich ebenfalls durch Bleiglanzführung auszeichnen, ganz ähnliche Dinge gesehen habe.

Nebenbei bemerkt, ist dieser firnissartige, glänzende, dunkle Ueberzug einzelner Kalkpartien schliesslich noch eine Thatsache, deren Erklärung den Scharfsinn zukünftiger Beobachter herausfordern mag. In gewissem Sinne erinnert die Erscheinung vielleicht an den dünnen, glänzenden, angeblich aus Eisen- und Manganoxyd bestehenden rindenartigen Ueberzug der polirten Felsen in den Betten afrikanischer Ströme, wie ihn Lenz (Verh. d. geolog. Reichs-Anst. 1878, pag. 102) beschrieben hat, wenngleich von einem Einfluss von Strömen oder Flüssen in unserem Falle gar nicht die Rede sein kann. Der Vergleichspunkt besteht eben nur in der dünnen, firnissartigen Beschaffenheit des eisenhältigen Gesteinsüberzuges.

Ein anderes Bleierzvorkommen im Bereich des Albursgebirges ist mir von Tasch aus der Gegend zwischen Asterabad und Schahrud be-

kannt geworden. Ich berichtete darüber schon in einem meiner Reisebriefe aus Persien (Verh. d. geolog. Reichs-Anst. 1875, pag. 27) Folgendes: „Schon der russische Reisende Woskoboinikoff gab von dort Bleierz an, ohne dass man jedoch bei Grewingk, der Seite 117 seiner Schrift davon spricht, eine genauere Ortsangabe findet. Die Einwohner von Tasch schienen aus irgend welchen Gründen bemüht zu sein, mir die betreffenden Fundpunkte zu verbergen. Ob deshalb einige schlechte Handstücke von Bleiglanz, die ich von Tasch mitgebracht habe, und welche vom Berge Jurtibaba, 2 Farsach von Tasch, stammen, wirklich mit jenen bei Grewingk erwähnten Bleiminen in Beziehung sind, weiss ich nicht. Uebrigens war der Jurtibaba grösstentheils schon mit Schnee bedeckt und eine zuverlässige Untersuchung der Sache nicht möglich."

Der Jurtibaba liegt übrigens, wie ich hinzufügen will, westlich von Tasch, und letzteres ist das Dorf, welches wir schon einige Male bezüglich der Kohlen-, Eisenstein- und Kupfererz-Vorkommnisse in seiner Nähe erwähnt haben.

Das Bleierz kommt hier in kleinen Körnern reichlich einer Gangmasse von Quarz eingesprengt vor und enthält dieser Bleiglanz, auf das vorhandene Blei berechnet, nach einer Analyse von John (l. c.) 0·101 Procent Silber.

Uebrigens muss die nähere und weitere Umgebung von Asterabad auch sonst nicht unbedeutende Schätze an Bleierzen aufweisen, wenn anders die Erkundigungen Melgunoff's (l. c. pag. 146) richtig sind. Dieser Autor führt Bleierze an von Aspnize in Sawer, 5 Farsach südwestlich von Asterabad; von Dschiristan nördlich von Hadschiabad in Sawer, 6 Farsach von Asterabad; dann von der Localität Bideki-schahkuhi-balä, westlich von Schahkuh, 7 Farsach von Asterabad; von Tschalkhane in Schahkuh, 6 Farsach von Asterabad; von Pir-girdekuh, östlich von Schahkuh, 6 Farsach von Asterabad; von Aspi-khur, östlich von Schahkuh, 7 Farsach von Asterabad; von Schawar, östlich vom Dorfe Tasch; von Tudschar und Sawer, welche beide Localitäten nicht näher orientirt werden; von Dahaneï-surkh-maalleï-kätul, östlich von Kätul, 12 Farsach von Asterabad; von Tschadiri-Khanduz, südwestlich vom Berge Khanduz in Fenderisk; von Zeraspeï-tazire, südwestlich von Tazire in Damgban (Tileï-safid), 18 Farsach von Asterabad; von Tengabi-tschecharde, nördlich von Mazarde in Damghan, 15 Farsach von Asterabad; von Kedschei-Keläte, nördlich von dem Dorfe Keläte, 15 Farsach von Asterabad; von Käbuti-surkh-i-Kerijä in Hezarzdscherib, 16 Farsach von Asterabad; von Warni-kuhi-sawer, südwestlich von Sawer, 12 Farsach von Asterabad, und von Zeri-damgan in Marku, 26 Farsach von Asterabad.

Melgunoff führt auch an einer andern Stelle seines Werkes (l. c. pag. 103) an, dass an dem Hügel Pirei-kürend, in der Nähe des Flüsschens Gälugo (Grenzfluss zwischen den Provinzen Asterabad und Masenderan) sich Bleiminen nach Aussagen der Perser befinden sollen.

Um nun die Aufzählung der Bleierzvorkommnisse im östlichen Alburs zu vervollständigen, führe ich noch die von mir bereits früher (Verh. d. geolog. Reichs-Anst. 1875, pag. 30) mitgetheilte Notiz an, dass etwa 4 Farsach nordwestlich von der Station Gusche (auch Kuschi,

am Wege von Teheran nach Schahrud gelegen), bei dem Dorfe Tuderwar Bleierze ausgebeutet werden. Es ist dies vielleicht oder vielmehr wahrscheinlich derselbe Punkt, von welchem Eastwick (im englischen Blaubuch (Bericht an Earl Russel vom 2. Februar 1863) spricht, obwohl Tuderwar von der Station Ahuwan etwa 6 und nicht 4 Farsach entfernt sein mag. Eastwick spricht nur von einer Bleimine, 4 Farsach von Ahuwan.

Nach Schlimmer (l. c. pag. 295) kommt Bleiglanz, der sich aber als nicht silberhältig erwies, zwischen den Dörfern Aghadjde und Alemsemin, im District La-utsch-polagh, in der Provinz Teheran, 10 Farsach von der Hauptstadt entfernt, vor.

Auch noch weiter östlich, als in dem Gebirgsstück zwischen Damghan, Schahrud und Asterabad sind Bleierze bekannt geworden. Ich erwähne die Bleigruben, welche nach Conolly (vergl. Ritter l. c. 8. Bd., pag. 335) sich in der Nähe von Abassabad in Chorassan befinden. Abassabad ist eine Station zwischen Meiomid und Mesinum, am Wege von Schahrud und Meschhed. Seit den Zeiten von Nadir Schah sind jene Gruben aber nicht mehr bearbeitet worden, wie überhaupt diese den räuberischen Einfällen der Turkmenen ausgesetzte Gegend das Bild grossen Verfalles bietet.

Blei soll auch in der Gegend von Nischapur vorkommen, doch fehlt darüber jede detaillirtere Angabe.

Durch Khanikoff's Expedition (partie méridionale de l'Asie centrale, pag. 169) wurden auch bei Kalei-zeri zwischen Bassiran und Nih, in der Richtung von Kirman nach Seistan zu Bleierze bekannt.

Ebenso kommen nach demselben Autor (l. c. pag. 136) dergleichen bei dem Dorfe Naristan, östlich von Herat vor. Doch liegt dieser Punkt schon in Afghanistan.

Nach der Angabe des englischen Major Lovett (journal of the geogr. soc. London 1872, pag. 205) finden sich Bleierze am Wege von Schiras nach Kerman bei Dascht, auch Sir i Dascht genannt). Das Bleierz wird hier ausgebeutet und durch Pulverisation, Waschen und Erhitzen in einem Gebläseofen in sehr primitiver Weise zu Metall reducirt. Lovett traf hier ungefähr 40 Bergarbeiter beschäftigt. Die jährliche Ausbeute betrug über 4500 Mans, wovon ein Sechstheil als Steuer an die Regierung entrichtet wird.

Auch in der Nachbarschaft von Parpa, am Wege von Kerman nach Schiras (näher an Kerman) sollen nach Blanford (l. c. p. 492) Bleierze gefunden worden sein.

James B. Fraser (narrative of a journey into Khorassan, London 1825, App. B) sprach von Bleiminen, welche sich bei Yezd im östlichen centralen Persien auf dem Wege nach Kerman befinden sollen und welche zu seiner Zeit ausgebeutet wurden. Ueber die geologische Natur des Vorkommens ist jedoch für diesen Punkt nichts Näheres bekannt.

Auch in der Nähe von Kerman selbst müssen Fraser Erzvorkommnisse bekannt gewesen sein. Er sagt darüber in seiner historischen und beschreibenden Darstellung von Persien (deutsch von Sporschil, 2. Theil, Leipzig 1836, pag. 212): „Blei ist (in Persien nämlich) keineswegs selten; die Minen von Fars und Kerman liefern den

grössten Theil des Bedarfes, obschon auch eine Quantität aus Indien eingeführt wird."

Hier sind wohl die Bleierze von Baft (südwestlich von Kerman) gemeint, von denen auch R. G. Watson in seinem Buche: Persia 1800 to 1858 (pag. 187) spricht. Es gelang mir, eine Probe von diesen Erzen zu erhalten, welche ich Herrn K. v. John zur Analyse gab. Der Silbergehalt dieses Bleiglanzes war dieser Untersuchung zufolge minder bedeutend, als der der andern von Herrn John analysirten persischen Bleierze und betrug nur 0·012 Procent auf das vorhandene Blei berechnet. Das Erz findet sich in grösseren derben Partien in einer Gangmasse von Quarz eingesprengt. Wahrscheinlich sitzen diese Gänge ähnlich den später zu beschreibenden von Gundarun in einem Kalkgebirge auf.

In den Gebirgsketten, welche den südwestlichen Rand des persischen Hochlandes bilden, mag ebenfalls Blei vorkommen. Bei Idhai (oder Idadj, in der Gegend etwa von Tul und Ram Hormus gelegen), in der Landschaft Elymais der Alten, sollen nach den Berichten des Zacarya Kaswini (siehe Ritter, 9. Th., pag. 155) Erzgruben vorkommen. Die Berichte sprechen von einer wunderbaren Brücke daselbst, deren Steinquadern mit Blei und Eisen verklammert wurden. Auch wurden dort zum Schutz des Brückenbaues Aufschüttungen vorgenommen, zu denen ausser Eisenschlacken ausgegossene Massen von Blei verwendet wurden. „So ist der ganze Zwischenraum zwischen beiden Uferseiten des Stromes und der Structur der Brücke mit Blei und Erzschlacken vermischt ausgefüllt." Es ist nicht unwahrscheinlich, dass das verwendete Blei in der Nähe in den Erzgruben gewonnen wurde. Sicherheit haben wir freilich darüber nicht.

Etwa 17 Farsach westnordwestlich von Isfahan, am Wege von Isfahan nach Chonsar und Hamadan, befindet sich ein grösstentheils von armenischen Christen bewohntes Dorf Namens Kurd-i-bolo, welches ich bei einer Reise in jener Gegend im Frühjahr 1874 zum Mittelpunkt für eine Anzahl von Excursionen wählte.

Genanntes Dorf liegt in einem ziemlich breiten Längsthale, welches im Süden von einer hohen, zum grössten Theil aus Kalk bestehenden Kette, dem Dalun-Kuh, im Norden von einer niedrigeren, stellenweise aus Sandsteinen, grösstentheils aber ebenfalls aus Kalk und dolomitischen Gesteinen bestehenden Bergreihe eingeschlossen wird. In diesem nördlichen Gebirgszuge nun constatirte ich an verschiedenen Punkten das Vorkommen von Bleiglanz, der in zahlreichen quarzigen Gängen eingesprengt das dolomitische Kalkgebirge durchschwärmt. Namentlich ist hier das Gebirge zunächst dem kleinen Dorfe Gondarun sehr durch seinen Reichthum bemerkenswerth. Ein anderes Erzvorkommen sah ich am Berge Agal i Hussein schrägüber vom Dorfe Kurd i pain, und endlich fand ich Bleiglanz unter ganz ähnlichen Verhältnissen, aber in anscheinend etwas geringerer Menge am nördlichen Abhange des in Rede stehenden Gebirgszuges, auf der Seite der Arabistan genannten Landschaft, in der Nähe des Dorfes Cheirabad.

Der Bleiglanz kommt hier überall in wohl krystallisirten, zum wenigsten den rechtwinkligen Blätterbruch zeigenden Massen vor und erscheint in die aus hellem Quarz bestehenden Gangmassen eingesprengt. Doch ist diese Gangmasse ihrerseits auch von grösseren Adern wohl krystallisirten Calcits durchzogen. Aehnlich wie bei den Bleiglanzvorkommen von Schah-abdulasim treten auch hier auf der Quarzmasse allenthalben feine grüne Anflüge auf.

Auf die vorhandene Bleimenge berechnet enthält der Bleiglanz von Gondarun 0·135 Procent Silber, wie Herr K. v. John auf Grund der Untersuchung der von mir ihm mitgetheilten Proben bestimmen konnte.

Durch die Natur seines Vorkommens ziemlich verschieden von den andern mir persönlich bekannt gewordenen Bleierzvorkommnissen des Landes ist ein Auftreten von Bleiglanz, welches ich im mittleren Persien, und zwar im Kuhrudgebirge zwischen Isfahan und Kaschan entdeckte.

Das betreffende Vorkommen liegt etwa einen halben Farsach von dem auch als Courierstation zwischen Teheran und Isfahan bekannten Dorfe Kuhrud entfernt und südwestlich von demselben. Man verfolgt zuerst den Weg von Kuhrud nach Soh, ohne aber den zwischen beiden Ortschaften liegenden hohen Gebirgspass zu passiren. Im Gegentheil verlässt man in der Nähe der Quelle des Kuhrudflusses diesen Weg und wendet sich rechts (das ist westlich) nach einer anfangs ziemlich breiten Thalschlucht, in welche ein von Hirten benützter Fusssteig führt. An einer Ecke des Thales verliert sich dieser Fusssteig, oder es macht wenigstens massenhaftes Steingerölle und Gehängeschutt unmöglich, denselben weiter zu erkennen. An der südlichen Seite der Schlucht sah ich nun das Auftreten von Bleiglanz, der hier einem System von Trapptuffen mit kalkigen Einlagerungen angehört. Das Erz tritt zwar in Gängen innerhalb der kalkigen Einlagerungen auf, immerhin aber ist die ganze Formation von den Kalkformationen, denen die Erzvorkommen von Gondarun, Agal i Hussein, Cheirabad und Rei angehören, sehr verschieden.

Herr John fand in diesem Bleiglanz einen Gehalt von 0·055 Procent Silber auf das vorhandene Blei berechnet.

Was das Vorkommen von Bleierzen in Aserbeidschan anlangt, so wären zunächst die anscheinend reichen Minen von Urijard im Gebiet des Stromlaufs des Kisil Usen, unweit von Yengaga zu erwähnen, welche Monteith (j. of geogr. s. vol. III, p. 10) besuchte. (Vergl. auch Ritter l. c. 8. Bd., pag. 619). Die Bleierzgänge setzen dort im Schiefer auf, sind nur einige Zoll mächtig, enthalten aber ein sehr reines Erz und lassen sich einige Stunden weit verfolgen. Es scheint, dass man hier zeitweise das Erz gegraben hat, ohne aber einen regelmässigen Betrieb zu eröffnen. Nach dem Berichte von Monteith würden die Verhältnisse der Ausbeutung an diesem Punkte günstiger sein, als in anderen Theilen Persiens, insofern als hier die Berge der Umgebung mit Buschwerk, die Flussufer mit Weiden bewachsen sind, so dass Brennmaterial zum Schmelzen der Erze vorhanden ist.

Bei Grewingk (l. c. pag. 87) findet sich über dieses Vorkommen die folgende Notiz: Am oberen Laufe des Kisil Usen sind uns nur an der linken Seite desselben und am Ostabhange des Kaflan Kuh in der Umgebung Jenjagas (Jenidscha) die Bleiminen von Urijard bekannt, die aber nie in ununterbrochenem, regelrechtem Betriebe standen. Es sind sehr reiche, 70 Procent hältige, doch kaum einige Zoll mächtige Adern und Gänge von Bleiglanz, welche das dortige Schiefergebirge über 9 Werst weit durchsetzen.

Da der Punkt nie von einem wirklichen Geologen untersucht worden ist, so bleibt es wohl fraglich, ob man es dort in der That mit einer Schieferformation und nicht viel eher mit einem vielleicht etwas dünner geschichteten Kalk zu thun haben wird.

Ganz unbestimmt lautet die Angabe über die Bleiminen, die neben Kupfer- und Salzminen während Morier's Anwesenheit in Täbris entdeckt worden sein und 14 Farsach von dieser Stadt entfernt liegen sollen. Nicht einmal die Richtung, in der diese Minen von Täbris aus liegen mögen, liess sich ermitteln. (Vergl. Ritter l. c. 9 Bd., pag. 858). Vielleicht ist das Vorkommen von Akcheh Kaleh gemeint, welcher Ort im Kara Dagh liegt und von dem der englische Consul Jones (englisches Blaubuch, report on the trade of Tabraez for the year 1872, pag. 1191) silberhältiges Bleierz angab.

Dagegen ist sicher, dass bei Dschulamerki in den kurdischen Gebirgen Blei gewonnen wird.

Durch die Güte des Herrn Dr. J. E. Polak ist mir eine Probe von sehr schönem Bleiglanz zu Handen gekommen, die von Siah Mansur in Kurdistan stammt. Die vorliegende Probe zeichnet sich namentlich durch das Zurücktreten der tauben Gangart aus. Der Bleiglanz kommt darin fast durchgehends schön krystallisirt vor. Sein Silbergehalt ist indessen nicht bedeutend, denn eine Analyse des Herrn K. v. John wies darin nur 0·03 Procent metallisches Silber nach.

Neuere Nachrichten, welche ich indessen nur aus Zeitungen schöpfe, (vergl. z. B. in der Nummer vom 1. Februar 1878 der in Wien erscheinenden „Deutschen Zeitung“ den das Goldfieber in Persien betitelten Artikel, der auch in anderen Wiener Blättern damals enthalten war), sagen aus, dass der Ingenieur Herr Hübel wenige Stunden von Takht i Soleiman „eine Silbermine von ungefähr 3 Schuh Mächtigkeit in etwa 29 Gängen, von welchen 7 genauer untersucht wurden“, auffand. Das betreffende Erz ist augenscheinlich ein silberhältiger Bleiglanz. „Die erste Analyse dieses Erzes ergab auf 150 Theile Mineral 82 Theile Blei und $1^3/_4$ Procent Silber.“

Der Name Takht i Soleiman ist hier nicht auf den hohen Berg zu beziehen, welcher in der Gegend westlich vom Tschalus gelegen, den zweithöchsten Gipfel des Albursgebirges vorstellt, sondern auf den Ort desselben Namens im südlichen Aserbeidschan, von dessen Ruinen C. Ritter in seiner Erdkunde (9. Bd., pag. 809) ausführlich berichtet hat, und welcher in ungefähr westlicher Richtung von der Stadt Zendschan gelegen ist.

Ueber die geologischen Verhältnisse dieses Punktes besitzen wir nur sehr unvollkommene Vorstellungen, doch darf angenommen werden, dass wenigstens ein Theil der dort entwickelten Gebirgsmasse aus Kalk besteht, denn es kommen daselbst sehr bedeutende Absätze von Kalktuff vor, welche ihr Material wohl älteren Kalkmassen in der Nähe entnommen haben dürften. Auch kann erwähnt werden, dass in Anbetracht der Hauptstreichungsrichtung der persischen Gebirgsketten die Gebirge bei Takht i Soleiman ungefähr in der nordwestlichen Streichungsfortsetzung der Kalkketten zwischen Isfahan und Chonsar liegen, in denen ich, wie oben näher beschrieben wurde, ebenfalls reiche Vorkommen von Bleierzen auffand. Doch gestehe ich zu, dass die Entfernung der verglichenen Punkte zu gross ist, um mehr als blosse Vermuthungen zu gestatten.

Gold, Silber, Quecksilber und Platin.

In Anbetracht der verschiedenen Verhältnisse, welche einer dauernd gewinnbringenden Ausbeutung der minder edlen nutzbaren Mineralproducte in Persien bisher hinderlich gewesen sind, ist es begreiflich, dass den Persern die Auffindung von Edelmetallen besonders wünschenswerth erscheint. Leider sind die Aussichten für die Entdeckung reicher Gold- und Silberbergwerke ziemlich gering. Doch entbehrt das Land jene Metalle nicht vollständig.

Tavernier (voyages en Turquie, en Perse et aux Indes, édition entièrement refondue et corrigée par Breton, Paris 1810, 2. Bd. p. 77) erzählt schon: „Es finden sich in Persien auch einige verlassene Gold- und Silberminen. Der grosse Schah Abbas wollte dieselben ausbeuten, aber er verzichtete darauf, weil die Auslagen grösser waren als der Gewinn. Daher kommt das Sprüchwort, welches man in Persien auf eine Arbeit ohne Vortheil bezieht: „Das ist Geld aus dem Bergwerk von Kerwen, wo man 10 ausgiebt, um 9 zu bekommen".

Kerwen ist die heutige kleine Stadt Tiran, westlich von Isfahan, die ich im Jahre 1874 zu besuchen Gelegenheit hatte. Die Berge des Districts von Tiran werden als goldhältig genannt. Es ist mir nicht recht klar, wo in den älteren Kalken, aus denen ich die Umgebung von Tiran zusammengesetzt fand, eigentlich das Gold stecken soll. Am wahrscheinlichsten möchte es mir noch vorkommen, dass dieses Edelmetall dem Complex der Glimmerschiefer angehört, die in der weiteren Umgebung von Tiran von mir auf der Südseite des Dalun Kuh constatirt wurden.

Seit längerer Zeit ist das Vorkommen von goldhältigem Quarz am Elwend bei Hamadan bekannt, welcher Berg aus Granit, zum Theil vielleicht auch aus krystallinischen Schiefern besteht. Dieses Vorkommen scheint indessen mehr als mineralogische Curiosität, denn als Quelle nationalen Reichthums Bedeutung zu besitzen. Dasselbe soll nach Zeitungsnachrichten der Fall sein mit den goldführenden Quarzadern im Südwesten von Sendschan, welche vom Ingenieur Hübel vor Kurzem aufgefunden wurden, deren Adel jedoch so untergeordnet war,

dass der Gedanke einer Goldgewinnung hier sehr bald aufgegeben wurde. Der betreffende Punkt befindet sich wahrscheinlich bei Takht i Soleiman, bei welchem Orte derselbe Ingenieur silberhältigen Bleiglanz auffand, und von welchem arabische Schriftsteller des 9. Jahrhunderts (der Name des Ortes war damals Shiz) berichteten, die Stadt habe Gold-, Silber-, Quecksilber-, Arsenik- und Bleigruben (vergl. Ritter l. c. 9. Bd., p. 1048).

Letztere Notiz ist, nebenbei bemerkt, die einzige, welche wir zur Zeit über das Vorkommen von Quecksilber in Persien besitzen. Leider fehlt jede neuere Bestätigung dieser interessanten Thatsache.

Mit grösster Vorsicht dürfte die Nachricht von einem Goldvorkommen in der Nähe von Gälugo am gleichnamigen Flusse zwischen den Provinzen Asterabad und Masenderan aufzunehmen sein, welche Bode und Melgunof (siehe bei letzterem l. c. p. 103) nach Aussagen von Eingeborenen wiederholen. Desgleichen bin ich geneigt, die Wahrheit einer mir gewordenen Mittheilung, dass an der caspischen Küste bei Maschhad Goldstaub vorkommen soll, stark zu bezweifeln. Das Gold, welches der Siakuh in der Salzwüste südöstlich Teheran bergen sollte, hat sich nach der von mir vorgenommenen Untersuchung jenes Gebirges als Glimmer herausgestellt.

Ob das Vorkommen von vielen Quarzen und Amethysten in der Nähe von Nih nordöstlich Kerman, worüber Khanikoff (l. c. p. 168) berichtet hat, sich als ein Ort des Goldvorkommens, ähnlich wie der Quarz bei Hamadan, erweisen werde, bleibt späteren Untersuchungen vorbehalten. Ich muss an dieser Stelle aber nochmals daran erinnern, dass der Bleiglanz von Schahabdulasim Spuren von Goldgehalt gezeigt hat.

Silber ist jedenfalls in Persien häufiger als Gold, wenn auch in der Regel nicht in Form eigentlicher Silbererze oder gediegenen Silbers, so doch in den verschiedenen silberhältigen Bleierzen vorhanden. Um Wiederholungen zu vermeiden, muss ich an dieser Stelle auf das Capitel über das Blei verweisen.

Czarnotta fand (l. c. p. 111) im Sahendgebirge bei Täbris reiche Sprödglaserze, zum Theil in Silberkupferglanz und Rothgiltigerz übergehend, so dass also auch echte und reichere Silbererze in Persien nicht vollständig fehlen.

Im südlichen Persien zwischen Fasa und Zahedan liegt in der Nähe des Dorfes Dastah der Kuh i nugre (Silberberg), wo einst Erz gegraben wurde. (Ritter, 8. Bd., p. 761.) Was das für Erze waren, bleibt freilich ungewiss. Der Name der Oertlichkeit allein ist in diesem Falle kaum ausreichend, um in der That Silber als dort vorhanden anzunehmen.

Ob jene reichen Silbergruben bei Herat, von welchen schon der orientalische Autor Edrisi sagt (Ritter, l. c. 8. Bd., p. 242), dass sie wegen zu grosser Tiefe und wegen Holzmangels verlassen werden mussten, auf eigentliche Silbererze oder nur auf silberhältige Bleiglanze

im Gange waren, muss dahingestellt bleiben. Uebrigens liegt der Ort nicht mehr im eigentlichen Persien.

Ebenso zweifelhaft bleiben wir über die Natur des Silbervorkommens von Guleki, 27 Farsach von Asterabad, welches Melgunof (l. c. p. 148) erwähnt.

Höchst auffällig ist die Erwähnung eines Vorkommens von Platin bei Duläbi-tazirëi westlich von Tazire in der Gegend von Damgan, die ich bei demselben Autor (l. c. p. 147) finde. Eine Bestätigung dieser ohne nähere Erläuterung gemachten Angabe bleibt wohl noch abzuwarten.

Marmor, Dachschiefer und Thon.

Marmor ist in Persien an verschiedenen Orten bekannt, was begreiflich scheint in einem Lande, in welchem Kalkgebirge eine so hervorragende Rolle spielen.

Blanford (l. c. p. 486) erzählt, dass bei der Stadt Rayin zwischen Bam und Kerman grosse Blöcke eines etwas grünlich gefärbten Kalksteins vorkommen und zu ornamentalen Zwecken verwendet werden. Ein ähnlicher Stein, fügt er hinzu, soll aus der Umgegend von Yezd und von anderen Orten stammen und bei den Persern unter dem Namen Yezd-Marmor bekannt sein.

Die wichtigsten Steinbrüche in diesem Material sollen übrigens nach Fraser 14 Meilen von Yezd entfernt liegen.

Der Graf Gobineau in seinem Werke (trois années en Asie, Paris 1859, p. 190) will auf dem Wege von Schiras nach Izfahan vor dem Dorfe Eklyd (auf den Karten sonst auch Jeklyd geschrieben) Marmor von verschiedener Farbe neben Granit- und Porphyrmassen getroffen haben. Es ist dies, nebenbei gesagt, die einzige geologische Notiz, welche sich in dem ganzen Buche findet.

Neuerdings soll man auch bei Yelle Ghombez in der Nähe von Zadschgah, 4 Farsach von Kaswin Marmor gewinnen.

In der persischen Abtheilung der Wiener Weltausstellung von 1873 (siehe den schon citirten Catalog p. 110) befanden sich auch, um hier die im Catalog gebrauchten Bezeichnungen wieder anzuwenden, lichtgelbe transparente Onyx-Marmorplatten aus Dschauschagan bei Kaschan und eine röthliche Onyx-Marmorplatte, 6 Farsach von Kaschan, aus der Besitzung des Feruch-Khan, sowie eine Tafel gelblichen Onyx-Marmors aus Iher-Sendschan.

Moriz Wagner in seiner Reise nach Persien und dem Lande der Kurden (II. Bd., Leipzig 1852) hat (l. c. p. 85) den sogenannten Marmor von Daschgesan und Scheramin am Urmia-See ausführlich geschildert. Wagner betont nun, dass dieser Marmor von den heute noch bei Daschgesan tuffbildenden Quellen in früherer Zeit abgesetzt wurde; das moderne Product der Quellen, zum Theile aus schlammigen Tuffen, zum Theile aus schneeweissen papierdünnen Kalkschichten bestehend, gleicht durchaus nicht den prachtvollen Bildungen, mit wel-

chen die persischen Grossen seit Jahrhunderten ihre Paläste und Gräber schmückten.

Mir scheint indessen Wagner bei seiner Darstellung eine Möglichkeit durchaus übersehen zu haben, dass nämlich der bewusste dichte durchschimmernde Marmor überhaupt kein ursprüngliches Absatzproduct zu sein braucht, sondern ein späteres Umsatzproduct desselben Tuffes sein könnte, der heute noch abgesetzt wird. Seine Schilderung der Schichtenfolge auf Seite 88 (l. c.), der zufolge der Tuff nach unten zu „allmählig in wahren Marmor übergeht, schliesst die Idee einer derartigen späteren Metamorphose wenigstens nicht aus. In ähnlicher Weise konnte ich auch für die älteren Partien der mächtigen Kalktuffe am Fuss des Demavend bei Ask eine spätere Umwandlung durch Wassercirculation nachweisen (Ueber Quellen und Quellenbildungen am Demavend, Jahrbuch der geolog. Reichs-Anstalt 1875, pag. 135). Dieselben sind ebenfalls ein Absatz warmer Quellen. Ein sehr schöner, verschiedenfärbig geflammter Marmor findet sich nach Schlimmer (l. c. p. 361) im persischen Kurdistan auf den Besitzungen Sr. Hoheit des Yedulah Mirza. Derselbe wird jedoch nur unregelmässig ausgebeutet.

Schon ausserhalb der heutigen Grenzen Persiens liegen die Marmorbrüche von Naristan bei Sirwan, östlich Herat, über welche Khanikoff (l. c. p. 135) berichtet hat.

Das Vorkommen von Gesteinen, welche sich als Dachschiefer verwenden lassen, hat für Persien in Anbetracht der dort üblichen Bauart allerdings nur ein untergeordnetes Interesse. Indessen da ich ein derartiges Vorkommen in Masenderan auffand, also in einer Provinz, in welcher des feuchten, regnerischen Klimas wegen ohnehin eine Art der Häuserbedachung üblich ist, wie sie von der sonst in dem trockenen Persien gebräuchlichen abweicht, da ferner der betreffende Punkt nicht sehr weit von der caspischen Küste entfernt ist, also unter Umständen im Falle eintretenden Bedarfs an einen Export des betreffenden Materiales nach den russischen Hafenplätzen am caspischen Meer gedacht werden kann, so mag dieses Vorkommen hier kurz erwähnt werden.

Zwischen Aschref und Asterabad nämlich berührt man die Dörfer Kulball und Nokande. In dem Gebirge oberhalb derselben findet sich ein älterer, schwarzer, etwas glimmerglänzender Thonschiefer, der in grossen Platten gebrochen werden kann. Auf den Begräbnissplätzen von Kulball und namentlich von Nokande sah ich solche Platten vielfach als Grabsteine verwendet.

Was das Alter dieses Schiefers anlangt, so bin ich geneigt, denselben für azoisch oder für paläozoisch zu halten. Mir kamen diese Dachschiefer lebhaft in's Gedächtniss, als ich später Gelegenheit hatte, im Kaukasus am Fusse des Kasbek, und zwar in der Nähe des Dorfes und der Poststation Kasbek, einige Excursionen zu machen. Ich sah dort sowohl am Berge Kuru als auch auf der linken Seite des Terek-Flusses auf der Höhe des alten grusinischen Klosters feste schwarze

Thonschiefer anstehen, welche sich in grosse Platten spalten liessen und im Habitus eine grosse Uebereinstimmung mit den Schiefern von Kulball und Nokande zeigten. Ich sah bei Kasbek mehrere solcher Platten von mindestens 10 Quadratfuss Fläche. Kleinere derartige Platten pflegt man dort beim Errichten der Mauern zu verwenden, indem man dieselben einfach flach übereinanderlegt. Die Schiefer bei Kasbek werden von E. Favre, wie ich glaube mit Recht, für paläozoisch gehalten. Ein silurisches Alter der betreffenden Gebilde ist vielleicht das wahrscheinlichste. In ähnlicher Weise deute ich wenigstens das Alter der Schiefer von Kulball.

Was das Vorkommen von Thon und thonigen Gesteinen anlangt, welche verwendbar wären, so möchte ich zuerst des Thones gedenken, welcher in Persien zur Herstellung poröser Gefässe verwendet wird. Solche Gefässe, anderwärts Alcarazza's genannt, dienen bekanntlich dem Zwecke, Flüssigkeiten bis auf einen gewissen Grad während der heissen Jahreszeit kühl zu erhalten, indem die durch die Poren der Gefässwände bedingte Verdunstung mit Wärmeentziehung verbunden ist.

In Persien werden derartige Thone bei Kum gefunden. Sie gehören dort wahrscheinlich der Tertiärformation an. Herr C. v. Hauer (siehe Verh. d. geol. R.-A. 1876, p. 113) untersuchte eine Probe des Thones von Kum im Laboratorium der geologischen Reichsanstalt.

Die lichtbraune oder gelbliche Färbung des Thones rührte von einem Gehalte an Eisenoxydhydrat her und wurde nach dem Glühen rothbraun. Der Thon ist gut plastisch und braust stark mit Säuren in Folge eines beträchtlichen Gehaltes an kohlensaurem Kalk.

Die Analyse, die ich hier reproducire, ergab in 100 Theilen

43·31	Kieselsäure,
15·14	Thonerde,
5·00	Eisenoxyd,
26·13	kohlensauren Kalk,
0·27	kohlensaure Magnesia,
	Spuren von Alkalien,
9·82	Wasser.
99·67	

Diese Zusammensetzung erklärt nach C. v. Hauer die Porosität der aus dem bewussten Thon verfertigten Gefässe. „Der kohlensaure Kalk ist nämlich in sehr feiner Vertheilung in der Masse enthalten. Wahrscheinlich werden die Gefässe sehr vorsichtig und bei mässiger Temperatur gebrannt. Durch langsames Entweichen der Kohlensäure beim Brennen wird nun eine Contraction der Masse verhindert und erhält dieselbe viele feine Poren, die sich als Abzugskanäle der Kohlensäure bilden. Jedenfalls dürften diese Gefässe nur bei niederer Temperatur gebrannt werden, da der Thon vermöge der gefundenen Zusammensetzung nur wenig feuerfest sein kann.“

Da übrigens die Probe, welche für die Analyse benutzt werden konnte, pulverförmig war, liess sich nicht entscheiden, ob der ange-

gebene sehr bedeutende Kalkgehalt wirklich von Anfang an im Thon vorhanden oder etwa theilweise absichtlich beigemengt war.

Nach dem von Dr. Polak verfassten Catalog der persischen Abtheilung der Wiener Weltausstellung (p. 110) würde man dem Alcarazzathon von Kum auch Wüstensalz aus der Gegend von Kum beimischen. Die Gefässe werden nach der Anfertigung ausgelaugt und bleiben dadurch porös, während an andern Orten, wie in Isfahan, die Porosität durch Beimischung verbrennbarer Fasern erzeugt wird.

Lehm oder Löss, der sich zur Herstellung von Ziegeln eignet, kommt allenthalben vor. In den durch feuchtes Klima und auch durch Holzreichthum ausgezeichneten Landstrichen am caspischen Meere (Masenderan, Ghilan) werden Mauer- und Dachziegeln roth gebrannt. In den trockenen und holzarmen Districten des persischen Hochlandes werden die Lehmziegeln, deren Masse man Stroh beizumengen pflegt, in der Regel nur an der Sonne getrocknet, wenn es sich um Material für Privatbauten und nicht für grössere öffentliche Bauwerke handelt. Ein derartiges Verfahren wäre natürlich in regenreichen Ländern, wie in jenen caspischen Provinzen nicht möglich, in welchen letzteren man auch schief gestellten, für das Ablaufen des Regenwassers eingerichteten Dächern begegnet, während die Häuser in den trockenen Steppengebieten überall flache, horizontale Dächer besitzen. Uebrigens macht man in der That in relativ nassen oder schneereicheren Wintern in Städten wie Teheran, Täbris oder Isfahan die unangenehme Erfahrung, dass ein Theil der Lehmmauern sich aufweicht und zusammenstürzt. Da anzunehmen ist, dass seit uralten Zeiten die Bewohner des persischen Hochlandes sich einer ähnlichen Bauart ihrer Häuser oder wenigstens eines ähnlichen Baumateriales bedient haben, wie heute, insofern, wie ich in meinem Aufsatze über die Salzsteppen (Jahrb. d. geol. R.-A. 1877) darzulegen versuchte, die klimatischen und allgemeinen physikalischen Bedingungen Persiens sich seit historischen Zeiten nicht wesentlich geändert haben, so erklärt dieser Umstand vielleicht auch die Thatsache, dass von den Ruinen grösserer, im Alterthum berühmter Städte überall in Persien nur so ausserordentlich wenige Reste sich bis in unsere Zeit erhalten haben.

Von sehr guten feuerfesten Thonen in Persien ist mir, wie ich schliesslich hier noch bemerken will, leider nichts bekannt geworden. Die Auffindung derartiger Materialien würde für das Land von grossem Vortheil sein. Doch giebt es einige Thonbildungen, welche bescheideneren Ansprüchen in dieser Beziehung genügen. Dieselben finden sich in der Gegend von Kaswin und bei Natenz (Schlimmer l. c. p. 540).

Boluserde wird nach Schlimmer (l. c. p. 78) seit einem Jahrhundert bei Isfahan gewonnen. Doch ist das betreffende Vorkommen beinahe erschöpft.

Anhangsweise kann ich hier noch einer Walkererde gedenken, welche in der Gegend von Kum gefunden wird. Der persische Name (gil i serschuje) dieser Substanz bedeutet Thon zum Waschen des Kopfes. Die betreffende Erde ist grünlich-grau und leicht zerbröckelnd. Sie besitzt ganz das Aussehen eines echten Saponits.

Essbare Erden.

Ich darf mir nicht versagen, hier auch von den sogenannten essbaren Erden noch Einiges anzuführen. Man würde derartige Substanzen bei Besprechung der Mineralproducte anderer Länder wohl nicht erwähnen, insofern jedoch in Persien, namentlich bei Frauen, die Gewohnheit besteht, gewisse Erden zu essen, die dann einen verkäuflichen Artikel bilden, wie dies auch Dr. J. E. Polak (Persien, das Land und seine Bewohner, 2. Theil, Leipzig 1865, p. 273) hervorhebt, so ist die anhangsweise Erwähnung der Sache wohl zu entschuldigen.

Schon der arabische Schriftsteller Edrisi (im 12. Jahrhundert), den Goebel in einem gleich zu erwähnenden Aufsatze deshalb citirt, thut dieses Gebrauches Erwähnung. Er sagt (géographie d'Edrisi traduite en française par A. Jaubert, t. I., p. 452 u. 454): Zwei Tagreisen von Caneïn oder Caïn auf dem Wege nach Nischapur findet man eine Art Thon, genannt Tin el Mehadji, die weit verführt wird, um gegessen zu werden, sie ist von blendender Weisse.

Goebel wendete nun dieser Sache seine besondere Aufmerksamkeit zu und publicirte im Bulletin der Petersburger Akademie (1863, t. 5, p. 397) einen Aufsatz, betitelt: „Ueber das Erdeessen in Persien und mineralogisch-chemische Untersuchung zweier dergleichen zum Genuss verwendeter Substanzen". Er fand in den Bazaren verschiedener persischer Städte namentlich die Erden von zwei Localitäten vertreten, von Mahallat bei Kum und von Giweh bei Kirman.

„Der Thon von Mahallat ist ein blendend weisser, fettig anzufühlender, stark an der Zunge klebender, feiner Thon, welcher aus dem Kuh Mahallat, einem 10 Farsach westlich von Kum befindlichen Gebirge, gebracht wird, woselbst er in beträchtlicher Menge sich finden soll und der mit besonderer Vorliebe von den Erdessern geschätzt wird. Er ist rein weiss, nur selten mit feinen, bläulich-schwärzlichen, dendritischen Flecken, von Spuren Schwefelkieses durchdrungen, die bisweilen durch Verwitterung des letzteren in's Ocherfarbene übergegangen sind." Die Analyse dieser Substanz ergab nach Goebel:

Kieselerde . . .	43·118
Thonerde . . .	37·432
Kali	0·052
Wasser	19·398
	100

Demzufolge ergab sich die Formel: $Al_2\ O_3,\ 2Si\ O_2 + 3\ HO$ und konnte Goebel, der für dieses wasserhältige Thonerdesilikat den Namen Mahalattin vorschlägt, dasselbe als mit Halloysit am nächsten verwandt bezeichnen.

Vielleicht gehört dieser Mahallatin ähnlich wie der verwandte Miloschin Herders oder der von mir aus Serbien beschriebene Milanit, oder endlich wie das halloysitartige Fossil, welches Herr John kürzlich aus Steiermark beschrieb, einem trachytischen Gebirge an.

Das wäre ein neuer Fingerzeig in Bezug auf das Auftreten jungeruptiver Formationen in dem Hochlande südlich vom Alburs.

Die zweite von Goebel analysirte Substanz stammte von Giweh, einer Oertlichkeit, 4 Farsach südöstlich von Kerman im Gebirge Kuh i Hesar gelegen. „Es sind unregelmässig gestaltete, rein weisse, feste, harte, erdige Knollen und Klumpen von Wallnuss- bis Faustgrösse, meist abgeflacht, auf Kluftflächen mit grauschwärzlichen Flecken organischer Materie (Huminsubstanz) bedeckt. Sie fühlen sich feinerdig, nicht fettig an, der Bruch ist erdig. Sie haften schwach an der Zunge und haben einen salzigen Geschmack, namentlich an der Oberfläche, der von einem geringen, sie durchtränkenden Salzgemenge herrührt, das an der Aussenfläche der Knollen in feiner Lage efflorescirt." Die Analyse ergab bei zwei verschiedenen Knollen:

	I.	II.
Kohlensaurer Kalk	14·680	23·500
Kohlensaure Magnesia . .	78·162	68·757
Magnesiahydrat	1·385	2·985
Chlornatrium	1·773	1·946
Schwefelsaures Natron . .	0·314	
Wasser	3·308	2·812
	99·615	100·000

Dieser Zusammensetzung gemäss bestimmt Goebel die fragliche Substanz als Hydromagnocalcit.

Die Zusammenrechnung der ersten Analyse würde freilich die Zahl 99·622 ergeben. Da indessen der Additionsfehler nur in den beiden letzten Decimalstellen liegt, deren Bedeutung ohnehin eine geringe ist, obschon sie von ausserordentlicher Genauigkeit der Analyse Zeugniss ablegen, so ist an jener Rechendifferenz nicht viel gelegen.

Was die Entstehung der untersuchten Substanz anlangt, so neigt sich Goebel zu der Ansicht, dass man es mit einem auf chemischem Wege gebildeten Absatz zu thun habe, wie er durch Einwirkung sodahältiger Wässer (Natronsäuerlinge) auf das Wasser eines Salzsees oder von Soolquellen, welche ausser Kochsalz noch Sulfate oder Chlorüre der Erden enthalten, entstanden sein müsste. „Durch Umsetzung des Alcalicarbonats mit dem Gyps, der schwefelsauren Magnesia und dem Chlormagnesium haben sich sodann einerseits pulverig ausscheidendes Magnesia- und Kalkcarbonat, andererseits Kochsalz und schwefelsaures Natron gebildet, die nebst andern Salzen des Wassers den gebildeten Absatz noch in geringer Menge durchtränken."

Ich selbst sah eine essbare Erde im Gebirge von Schah-Abdul-Azim bei Teheran. Es finden sich nämlich in der Nähe von Bibi-Scher-Bonu, einer von Rei einen halben Farsach östlich gelegenen, nur für Frauen zugänglichen Moschee, zersetzte thonige rothe und gelbe Gesteine. Die gelbe Erde wird aufgesucht und von Frauen der ärmeren Classe gegessen. Sie scheint also nicht zu den wohlschmeckendsten zu gehören.

Ein anderes Vorkommen von essbarer Erde wurde mir in der Nähe jenes Punktes bei Kuhrud und Dschiwenun gezeigt, an welchem ich die von dorther geschilderten Rotheisensteine beobachtete.

Diese Erde wurde auf meine Bitte von Herrn K. v. John untersucht. Sie stellt ein weisses, amorphes, an der Zunge stark klebendes Mineral dar, welches von zahlreichen, kleinen, kugeligen Brauneisenabsonderungen durchspickt erscheint. Eine Trennung der beiden Bestandtheile war schwer thunlich. Es musste deshalb eine Bauschanalyse vorgenommen werden, welche folgendes Resultat ergab:

Kieselsäure	41·43	Procent
Eisenoxyd	17·31	„
Thonerde	29·61	„
Kalk	0·91	„
Wasser	10·12	„
	99·38	Procent.

Zieht man hierbei das Eisenoxyd ab, so bleibt eine chemische Zusammensetzung übrig, welche beiläufig der des Kaolin entspricht. Man wird deshalb diese Erde als ein von Brauneisen durchsetztes Steinmark ansehen können.

Edelsteine.

An Edelsteinen sind die persischen Gebirge anscheinend nicht reich. Melgunoff (l. c. p. 148) giebt von Zeri-Kharab westlich von Aziz Kuh, 20 Farsach von Asterabad, das Vorkommen von Rubinen und Smaragden an, welche Angabe freilich noch näherer Prüfung bedarf.

In der Nähe von Meschhed befindet sich in der Gebirgskette, die das Thal von Meschhed im Süden einschliesst, ein Berg Namens Kuhi Yakut (Rubinenberg), doch sind es nach Khanikoff (mémoire sur la partie méridionale de l'Asie centrale, Paris 1862, p. 111) nur kleine Granaten, welche dort vorkommen.

Wichtig und seit alter Zeit bekannt ist dagegen das Vorkommen von Türkis in Persien. Obwohl der Türkis im streng mineralogischen Sinne nicht zu den Edelsteinen gerechnet wird, mag er doch am passendsten hier erwähnt werden. Die bekanntesten Türkisminen Persiens befinden sich bei dem Dorfe Maaden in der Gegend von Nischapur in Khorassan.

C. Ritter hat in seiner Erdkunde (8. Bd., p. 325—330) eine ausführliche Beschreibung dieser Minen und der Werthschätzung des Türkis im Oriente gegeben. Er stützt sich dabei hauptsächlich auf die Berichte Fraser's. „Der ganze Grubenberg vom Fuss zur Höhe, nach äusserer Erscheinung und innerem Gehalt der Grubengänge zu urtheilen, ist eine Porphyrmasse mit Thon und Conglomeraten derselben Gebirgsart durchzogen und reichlich mit Eisenoxyden erfüllt, an vielen Stellen mit Eisenglimmer. Durch diese Massen ist der Türkis oder Kalait in Adern, Knoten und unregelmässigen Lagern vertheilt."

Khanikoff (l. c. p. 91) fand die Beschreibung der Minen, wie sie Fraser gab, ziemlich genau, aber es ist doch eigenthümlich, dass er gerade in geologischer Hinsicht sehr wesentlich von Fraser abweicht, indem er das Nebengestein der Türkisadern nicht Porphyr, sondern Kalk nennt. Er schreibt nämlich: „Im Allgemeinen bildet der

Türkis Schichten oder vielmehr mehr oder weniger dicke Blätter in einem eisenschüssigen Kalkstein, der bisweilen weiss, bisweilen ziegelroth gefärbt ist. Selten findet man an der Oberfläche des Bodens Adern von schönen Farben, aber die Anwesenheit von blass gefärbten Adern, die ohne Werth sind, dient oft als Anzeichen der Nähe einer intensiver gefärbten Lage, die dann mit Vortheil ausgebeutet werden kann.“

Die Tiefe aber, bis zu welcher in den alten Minen vorgedrungen wurde, ist nach Khanikoff das grösste Hinderniss ihrer lucrativen Ausbeutung. Die meisten der Schächte sind zur Hälfte ersoffen, und die Arbeiter wissen das Wasser nicht zu bewältigen. Der Mangel an Bauholz gestattet keine regelrechte Zimmerung, ein Uebelstand, der sich überhaupt für die meisten eventuellen Grubenanlagen in Persien fühlbar machen wird. Es finden deshalb Terrainrutschungen statt, wodurch die Arbeit in den Gruben sehr gefährlich wird. Bisweilen werden derartige Rutschungen auch durch Erdbeben verursacht.

Eigenthümlich und bezeichnend für die Thatsache, dass die Ausbeute in Folge der erwähnten Uebelstände schon sehr geringfügig ist, mag die Bemerkung von Goldschmid (notes on recent Persian travel, journ. of the geogr. soc. 1874, p. 202) erscheinen, dass es ihm in Nischapur selbst nicht gelang, einen des Ankaufs werthen Türkis zu finden.

Herr Goebel, der als Geologe die Khanikoff'sche Expedition begleitete, entdeckte ausserdem Türkisminen bei Taft, unweit Yesd (l. c. p. 203), und bei Kalei zeri (l. c. p. 169) zwischen Bassiran und Nih auf dem Wege von Kerman nach Seistan. Diese Punkte sind auch auf der das Khanikoff'sche Werk begleitenden Karte verzeichnet. Ausserdem schreibt Khanikoff (l. c. p. 93), sei nur Nurata in der Bucharei als Fundort von Türkisen in Asien bekannt.

Doch wird noch Khodschend in Transoxianien, von wo schon Plinius den Callaïs kennt, als ein solcher Fundpunkt von Anderen aufgeführt. Fraser behauptet indessen, dass die Türkise von dort ihrer grünen Farbe wegen minder beliebt sind. In Persien selbst sollen auch bei Schebavek in der Provinz Kerman und an einem nicht näher fixirten Berge in Aserbeidschan Türkise gefunden werden (Ritter, Erdkunde, 8. Bd., p. 326).

Ob indessen den ziemlich wohlgelungenen Nachahmungen gegenüber, welche man neuester Zeit in Europa verfertigt, die natürlichen Türkise Persiens noch länger ihre frühere Bedeutung behaupten werden, bleibe dahingestellt.

Damit wollen wir die Besprechung der nutzbaren Mineralien Persiens abschliessen.

Vielgestaltig ist das weite, grosse Iran in geologischer Hinsicht in Bezug auf die Art der an seinem Aufbau theilnehmenden Formationen. Reichhaltig ist dem entsprechend die Auswahl, welche die Bewohner dieses merkwürdigen Hochlandes unter den für den Bedarf erwünschten Producten des Mineralreiches treffen können, und ebenso zahlreich sind die Fundpunkte derartiger Producte in jenen fernen Gebirgen, deren in der Regel kahler und nackter Charakter der Auf-

findung solcher Punkte freilich sehr günstig ist. So viel lässt sich schon jetzt übersehen trotz der Unvollständigkeit und Ungleichwerthigkeit unserer Kenntnisse über Persien.

Möge diese Arbeit zur unparteiischen Orientirung über die natürlichen Hilfsquellen dieses Landes beitragen. Das ist Alles, was ich von diesen Seiten erwarte.

Nachtrag.

In Bezug auf das (pag. [63]) besprochene Kobaltvorkommen vom Gamsar bei Kaschan möchte ich noch Folgendes bemerken. Während des Druckes dieser Arbeit kam mir eine Probe jener erdigen, schwärzlich-grauen Kugeln zu Händen, welche nach Schlimmer aus der Mischung der Gangart mit dem Erze geformt werden. Ich verdanke jene Probe Herrn Polak. Herr v. John untersuchte dieselbe und fand sie hauptsächlich aus kieselsaurer Thonerde mit Brauneisen bestehend. Die Substanz war demzufolge ein eisenschüssiger Thon, der aber ziemlich viel Kobalt und etwas Nickel enthält, und zwar an Schwefel ued Arsen gebunden. Es ist demnach das Vorkommen von Kobalt bei Kaschan ein ganz zweifelloses.

Inhalt.

Ueber Vorarlberger Kreide.

Eine Localstudie.

Von **Mich. Vacek.**

Mit drei Tafeln (XVIII, XIX und XIX a).

Einleitung.

Wenn man die Vertheilung der Meere zur Zeit der jüngeren mesozoischen Epoche auf einer geologischen Karte von Mitteleuropa verfolgt, so fällt wohl Jedem vor Allem die Thatsache auf, dass sich zur Zeit des mittleren und oberen Jura eine für die Entwicklung der Faunen gewiss sehr bedeutungsvolle Trennung der bis dahin an mehreren Stellen communicirenden nordeuropäischen und südeuropäischen Gewässer vollzogen hat. Mit Beginn der Kreidezeit finden wir eine derartige Vertheilung der europäischen Meere, dass man ein gesondertes nordeuropäisches und ein südeuropäisches Wassergebiet unterscheiden kann. Dem ersteren gehört in erster Linie an das anglogallische Becken, ferner die verschiedenen norddeutschen Buchten und das erweiterte Gebiet der baltischen Gewässer. Das südeuropäische oder mediterrane Gebiet umfasst zunächst zwei für die Geologie von Mitteleuropa äusserst wichtige Einbuchtungen, welche den Nord- und Südsaum der Alpen begleiten und heute grösstentheils trocken gelegt sind, nämlich das helvetische Becken und die dasselbe mit dem mittelländischen Meere verbindende Niederung der Dauphiné und Provence oder das Rhônebecken einerseits und die den Südfuss der Alpenkette bespülende erweiterte Adriabucht andererseits.

Jedes der beiden grossen Wassergebiete zeigt in Bezug auf die Ausbildung der gleichzeitigen Sedimente und ihres faunistischen Inhalts, wie das als Folge der Isolirung von vornherein zu erwarten steht, eine gewisse Eigenart, welche Eigenart aber dann innerhalb desselben Wassergebietes anhält.

Für die nordeuropäische Sedimentarea ist in dieser Beziehung eine Arbeit J. W. Judd's [1]) „über das Neocom in Yorkshire und die gleich-

[1]) Judd, Neocomian, Quart. Jour. geol. Soc. 1870, pag. 326.

zeitigen Bildungen im nördlichen Europa“ sehr lehrreich. Judd weist in seiner Arbeit nach, dass die Neocomablagerungen in Yorkshire und Lincolnshire nur die westlichsten Ausläufer einer zusammenhängenden Decke von gleichalterigen Bildungen sind, die sich über die ganze nordeuropäische Sedimentarea erstreckt, während die ursprünglich als Typus der Kreideentwickelung in England von Smith, Fitton, de la Bêche aufgefassten Bildungen in Südengland und in der Umgebung des Wealdengewölbes nur den jüngeren Ablagerungen der Kreide vom Alter des d'Orbigny'schen Aptien angefangen entsprechen. Die tieferen Glieder sind hier durch die Süsswasserbildung des Wealden vertreten.

Judd macht zwar innerhalb des nordeuropäischen Sedimentgebietes einen weiteren Unterschied zwischen einem anglo-deutschen und einem anglo-pariser Becken und denkt sich die beiden Wassergebiete durch einen aus paläozoischen Bildungen zusammengesetzten Landrücken, bezeichnet durch die bekannte Antiklinalaxe von Artois bis zu einem gewissen Grade isolirt. Meines Wissens ist die Arbeit, in welcher Herr Judd diese Auffassung näher zu begründen verspricht, noch nicht erschienen, andererseits kann man aber nach den Arbeiten, welche von verschiedenen französischen Autoren über die Kreidebildungen im Pariser Becken erschienen sind, nur die Ueberzeugung gewinnen, dass diese Bildungen die grösste Uebereinstimmung mit jenen im supponirten anglo-deutschen Becken haben, dass sie ferner so gut wie die Bildungen im anglo-deutschen Becken mit einem Gliede anfangen, welches mit der Kreideserie im Juragebiete verglichen sich als Zeitäquivalent der Hauterivemergel herausstellt, dass sonach das Zeitäquivalent des tiefsten Kreidegliedes im Jura, das Valangien, fehlt und die Kreideserie im Pariser Becken genau so wie im ganzen übrigen nordeuropäischen Verbreitungsgebiete an der unteren Grenze eine lückenhafte ist, ein Umstand, auf welchen die vielfach beobachtete discordante Lagerung der Kreideserie über den obersten Juraschichten, sowie das an vielen Stellen erwiesene Auftreten von Süsswasserbildungen an der Grenze der beiden Formationen mit aller Bestimmtheit hindeuten.

Diese Lücke hat, wie dies aus Judd's Untersuchungen mit grosser Klarheit hervorgeht, für verschiedene Gegenden eine verschiedene Grösse, und demgemäss sind auch die diese Lücke stellenweise füllenden Süsswasserbildungen des Wealden das Product eines sehr ungleichen Zeitabschnittes.

Dieser Lücke, die so bezeichnend ist für das ganze Gebiet der nordeuropäischen Sedimentarea, ist es wesentlich zuzuschreiben, dass man bei den ersten Untersuchungen über Stratigraphie, die ja bekanntlich in England gemacht worden sind, gerade hier die Grenze zweier verschiedener sogenannter Formationen angenommen hat. Wären die ersten Untersuchungen in den Alpen gemacht worden, wäre es gewiss Niemanden in den Sinn gekommen, die heute zwei verschiedenen Formationen zugetheilten alpinen Bildungen des Jura und der Kreide nicht als ein einheitliches und zusammengehöriges Ganzes aufzufassen. Der Uebergang von Jura zur Kreide ist in den Alpen fast ausnahmslos ein so allmäliger und vermittelter, sowohl was petrographische als faunistische Beschaffenheit der Ablagerungen betrifft, dass die Theilung der

beiden Formationen, wie sie sich bis auf den heutigen Tag historisch entwickelt hat, für die alpinen Bezirke eine durchaus künstliche und in keiner Art ein zutreffender Ausdruck der natürlichen Verhältnisse ist. Damit will keinesfalls gesagt sein. dass die Scheidung der alpinen Bildungen in solche, welche der Kreideperiode, und andere, welche der Jurazeit entsprechen, eine überflüssige wäre, denn damit wäre der Werth jeder Systematik, die uns doch die Uebersicht ermöglichen soll, geleugnet, sondern es soll nur auf die Schwierigkeiten aufmerksam gemacht werden, überhaupt eine Grenze zu fixiren. Die vielen diesbezüglichen Streitschriften der ausgezeichnetsten Forscher, wie: Lory, Hébert, Pictet, Merian, Zittel, Neumayr und Anderer können am besten den Massstab für die Schwierigkeit der zu bewältigenden Aufgabe abgeben.

So wie die Sachen heute stehen, neigt der grössere Theil der Autoren der von Prof. Zittel in seiner Arbeit über die Stramberger Cephalopoden so erfolgreich vertretenen Ansicht zu, dass die Kalke mit *Terebratula diphya* von Aizy, Porte de France und ihre Aequivalente, also die sogenannten obertithonischen Bildungen, noch zur Juraserie zu rechnen sind. Die Kreideserie beginnt sonach mit der auf diese Kalke folgenden Abtheilung der Kalke oder Mergel mit *Terebratula diphyoïdes* und der von Pictet untersuchten Fauna von Berrias.

Dieser unterste Kreidehorizont lässt sich mit ziemlich gleichbleibendem Charakter am Nordrande der Alpenkette, von der Provence angefangen bis nach Vorarlberg verfolgen. Die hieraus stammenden Fossilreste finden sich in allen Schweizer Museen, sonderbarer Weise aber überall unter der Rubrik: Valangien. Auch in den Schriften der verschiedenen ostschweizerischen Autoren findet sich überall ein Valangien als Basis der Kreidebildungen in den Alpen ausgeschieden. Wie es scheint, ist diese Bezeichnungsweise eine sehr ungenaue, indem sie den Begriff Valangien ganz ungebührlich erweitert und dadurch eine richtige Auffassung des wahren Verhältnisses, in dem die alpinen Kreidebildungen zu den jurassischen stehen, ungemein erschwert.

Mag man mit der Bezeichnung Valangien einen Faciesbegriff oder nur den reinen Zeitbegriff verbinden, in keinem der beiden Fälle scheint die Bezeichnung Valangien auf die Gesammtheit der darunter begriffenen alpinen Bildungen anwendbar zu sein. Nimmt man die Bezeichnung für den Faciesbegriff, entschieden die richtigere Auffassung, da dann dem Localnamen sein ursprünglicher Charakter besser gewahrt bleibt, so kann man nach dem heutigen Stande unserer Kenntniss der alpinen Kreide nur sagen, dass sich eine Bildung, die petrographisch und faunistisch ident wäre mit dem im Juragebiete unter der Bezeichnung Valangien verstandenen Kreidegliede, in den Alpen nur an sehr wenigen Stellen bisher gefunden hat. So auf Salève und an einigen Punkten in der Umgebung von Grénoble, wenn man überhaupt diese Localitäten schon in den Bereich der Alpen rechnen will. Die Kieselkalke der Alpen, welche, nach den Untersuchungen Escher's im Sentis, eine mit den jurassischen Valangien gleichzeitige Bildung zu sein scheinen, sind von den Valangienkalken im Jura durchaus verschieden.

Fasst man dagegen die Bezeichnung Valangien als Zeitbegriff auf, begreift man also unter Valangien nicht nur die in gleicher Facies

entwickelten Bildungen, sondern einfach die in welcher Facies immer entwickelten Zeitäquivalente des als Valangien abgetrennten jurassischen Gliedes der Kreide, so erschöpft man damit die Reihe der untercretacischen alpinen Bildungen keinesfalls, wie dies aus den lehrreichen Profilen hervorgeht, die von Lory und Hébert aus der Gegend von Grénoble bekannt geworden sind, und in denen die sogenannte alpine Facies der Kreide mit der jurassischen in der Weise combinirt erscheint, dass Bildungen beider Arten im selben Profil alterniren.

Nach den Darstellungen Lory's Pictet's, Hébert's folgen in der Umgebung von Chambery und Grénoble auf die, wie bereits erwähnt, zum Tithon zu zählenden Kalke von Aizy mit *Terebratula diphya*, die Kreidebildungen in folgender Weise:

1. Zuunterst in der Gegend von Chambery die ganz bedeutende Mächtigkeit von 500 Metern erreichend, ein bituminöser Mergelkalk (Calc. ciment) mit einer Fauna, die mit der von Pictet beschriebenen Fauna von Berrias vollkommen übereinstimmt.

2. Graue Mergel und Mergelkalke (Marnes à petites ammonites ferrugineuses) mit *Belem. latus*, *Amm. semisulcatus*, *Thetis*, *neocomiensis* etc. Pictet's „Zone des *Belem. latus.*“

3. Körnige, suboolithische Kalke, sogenannte Kalke von Fontanil, welche *Ostrea Couloni*, *Janira atava*, *Pholadomya elongata*, *Panopaea neocomiensis*, *Terebratula Carteroniana*, *T. hippopus*, in den obersten Lagen aber *Pygurus rostratus*, *Pyg. Montmollini*, *Holectypus macropygus*, *Nautilus pseudoelegans*. *Ammon. Carteroni*, *A. cryptoceras* etc., also eine Fauna enthalten, die jener der Valangien im Jura sich zunächst stellt, als dessen äusserste unmittelbare Ausläufer sich die Kalke von Fontanil nach Lory auch darstellen.

4. Rother Kieselkalk mit *Ostrea rectangularis*.

5. Lichtgrauer Mergelkalk, mit grünen Körnern, führt *Belem. pistilliformis*, *B. dilatatus*, *B. polygonalis*, *Ammon. Leopoldinus*, *A. Cryptoceras*, *A. Astierianus*, *A. incertus*, *A. ligatus*, *A. difficilis*, *A. castellanensis*, *A. radiatus*, *A. Grasianus*, kurz die charakteristische Fauna des mittleren Neocoms.

6. Blauer Mergelkalk mit *Naut. neocomiensis*, *Ammon*, *cryptoceras*, *A. Rouyanus*, *Acyloc Duvalii*. Der Mergelkalk wird stellenweise verdrängt und vollständig ersetzt durch blaue Mergel mit *Echinospatagus cordiformis*.

Das untere Urgon, wie man es im Jura kennt, fehlt, und es folgen unmittelbar

7. Kalke mit *Caprotina ammonia*.

Das interessanteste Glied in der ganzen Schichtfolge ist das unter 3 angeführte. nämlich die Kalke von Fontanil, welche von Lory als der letzte Ausläufer der Valangienkalke im Jura hingestellt werden, mit denen sie auch eine grössere Anzahl von Formen gemein haben. Und zwar bilden, nach Lory, die Kalke von Fontanil allein das Aequivalent des Valangien im Jura. Unter diesem Aequivalente des Valangien sehen wir aber noch eine über 500 Meter mächtige Serie von Kreidebildungen, für welche sich im Jura kein Aequivalent findet, sondern die einfach im Jura fehlen.

Schon das Auftreten einer Süsswasserbildung an der Basis der Kreideformation im Jura, desgleichen die ganz auffallende und durchgreifende Verschiedenheit der Valangienfauna von jener der tiefer liegenden Juraschichten, sowie die von einigen Autoren, an deren Spitze Marcou, behauptete discordante Lagerung der Kreideserie über dem Jura, deuten auf eine Lücke in der Reihe der Ablagerungen im Juragebiete, und die bedeutende Grösse dieser Lücke lässt sich am besten an der Mächtigkeit der unteren Abtheilung der alpinen Kreide ermessen, für welche wir im Jura kein Aequivalent finden, und welche man am besten mit dem seit längerer Zeit in Uebung befindlichen Namen Berriashorizont bezeichnen kann.

Diesem im Jura fehlenden Berriashorizonte gehören aber zum grössten Theile jene Fossilien an, von denen oben gesagt wurde, dass sie in den verschiedenen Museen der Schweiz als Valangienfossilien rangirt werden.

Der Berriashorizont ist jedoch nicht zu verwechseln mit dem, was man Neocom mit alpiner Facies nennt. Der letztere Ausdruck kann nur eine bestimmte Erscheinungsform, wie der Name schon sagt, eine bestimmte Facies der Kreide bedeuten, welche sich in jedem beliebigen Horizonte wiederholen, stellenweise auch durch sämmtliche Horizonte hindurch anhalten kann, wie z. B. im Biancone der Südalpen. Dagegen muss man sich unter Berriashorizont die Ablagerungen einer bestimmten Zeitperiode, und zwar der ältesten Bildungsperiode der Kreideformation vorstellen. Dass man die Bildungen dieser Zeitperiode bisher nur zumeist in der alpinen Facies kennt, ist ein rein zufälliger Umstand, der sich mit der fortschreitenden Erfahrung ändern kann.

Die Ausdrücke alpine Facies und jurassische Facies sind übrigens durchaus nicht wörtlich so zu verstehen, als wäre die eine Facies nur auf die Alpen, die andere nur auf den Jura beschränkt, wie man es zu jener Zeit glaubte, als diese Ausdrücke geschaffen wurden. Heute weiss man recht gut, dass die alpine Facies auch ausserhalb der Alpen, wie z. B. an der typischen Localität Berrias am Südostfusse des französischen Plateaus, sowie die jurassische Facies in den Alpen vorkomme, an allen Stellen, an denen die Verhältnisse für die Entwicklung dieser Facies günstig waren.

Man versteht unter alpiner Facies, mögen nun die Bildungen wo immer sich finden, diejenige Entwickelungsform der Kreide, bei der mergelige oder mergeligkalkige Ablagerungen mit überwiegender Cephalopodenfauna herrschen, wogegen in der sogenannten jurassischen Facies vorwaltend oolithische Kalke mit untergeordneten Mergellagen auftreten, mit einer Fauna, die sich in erster Linie aus Pelecypoden, Brachiopoden, Echiniden, Bryozoen, also zumeist sesshaften Formen zusammensetzt, während die pelagischen Schwimmer nur sporadisch und ausnahmsweise eingeschwemmt sich finden.

Ueberdies tragen die Cephalopodenformen der jurassischen Facies einen anderen Charakter, gehören auch grösstentheils anderen Arten an, als die Formen der alpinen Facies.

Die bezeichnendsten Formen der letzteren sind:

Belemnites latus Blain.
„ pistilliformis Blain.
„ conicus Blain.
Lytoceras subfimbriatum d'Orb.
Phylloceras Rouyanum d'Orb.
„ Tethys d'Orb.
Olcostephanus Astierianus d'Orb.
Hoplites cryptoceras d'Orb.
„ angulicostatus d'Orb.
Ancyloceras.
Aptychus Didayi Coqd.
Terebratula diphyoïdes d'Orb.

Für die jurassische Facies bezeichnend sind:

Belemnites dilatatus Blain.
Nautilus pseudoelegans d'Orb.
Amaltheus Gevrillianus d'Orb.
„ Marcousanus d'Orb.
Olcostephanus bidichotomus d'Orb.
Schloenbachia cultrata d'Orb.
Perisphinctes radiatus d'Orb.
„ Leopoldinus d'Orb.
Hoplites Castellanensis d'Orb.

Die Erklärung für die Verschiedenheit der beiden Facies sucht Hébert[1]) in den Tiefenverhältnissen des Kreidemeeres. Nach ihm ist die jurassische Facies eine Seichtseebildung, während die Bildungen der alpinen Facies an tieferen Meeresstellen entstanden sind. Nun ist aber gewiss nicht nothwendig, dass die Seichtstellen eines Meeres gerade der Uferlinie entsprechen, und umgekehrt, die tieferen Stellen weit vom Ufer entfernt sein müssen, wie sich das aus den neuen von Hébert vorgeschlagenen Bezeichnungen Facies „litoral“ und Facies „pelagique“ folgern liesse. Ja man findet im Gegentheil, dass die sogenannte pelagische Facies sich in der Regel näher an dem ehemaligen Ufer des Kreidemeeres findet, als die litorale Facies. Wenigstens für die Nordalpen von der Provence bis Vorarlberg kann man es fast als Regel aufstellen, dass, je tiefer man in die Alpenkette vordringt, um so mehr die Bildungen mit alpinem Typus überwiegen, und umgekehrt, die Bildungen mit jurassischem Typus vorwiegend am äussersten Rande der nordalpinen Kreidezone, also weiter gegen die Mitte des helvetischen Beckens zu sich finden. Der scheinbare Widerspruch löst sich aber sehr leicht, wenn man nur die geologische Uebersichtskarte der Schweiz aufmerksam ansieht. Man bemerkt, dass die den Nordrand der Alpen begleitende Kreidezone meist in zwei parallelen Zügen zu Tage tritt, von denen der eine unmittelbar das ältere Gebirge begleitet, der zweite aber von dem ersteren durch eine continuirliche Zone jüngerer Eocänbildungen getrennt ist. Hiernach müssen wir uns die Bodenverhältnisse

[1]) Hébert, Bull. soc. géol. Fr. XXVIII, 1870/1871, pag. 160.

am Nordrande der Alpen zur Zeit des Eocän so vorstellen, dass ein langer, schmaler Wall, der uns jetzt als die äussere Kreidezone erscheint, über das Niveau des Eocänmeeres gehoben war, und den alten Küstensaum in einer gewissen Entfernung begleitend, einen schmalen Canal von dem übrigen Eocänmeere abgetrennt habe.

Dass die Hebung dieses Walles nicht plötzlich zu Anfang der Eocänzeit eingetreten, braucht wohl nach den heutigen Anschauungen über geotektonische Vorgänge kaum einer Erläuterung, und wir müssen uns daher vorstellen, dass schon zur Kreidezeit dieser während der Eocänzeit vollständig über Wasser gehobene Rücken eine Seichtzone bedingt habe, auf welche gegen das Ufer hin eine Zone von grösserer Tiefe folgte.

Diese Tiefenzone ist es nun, in welcher wir die meisten Bildungen mit alpiner Facies finden, ein begreiflicher Umstand, da der gröbere Theil des Sedimentmaterials, welches die Flüsse vom festen Lande unmittelbar in diese Rinne führten, hier zur Ablagerung kam, während die weiter seewärts befindlichen Seichtstellen vornehmlich nur von den in Lösung befindlichen, kalkigen Bestandtheilen erreicht wurden. Dass sich an solchen Seichtstellen, die grossentheils von der Trübung verschont waren, eine den physikalischen Verhältnissen entsprechende Fauna angesiedelt hat, ist sehr begreiflich. Dass diese Fauna ferner in ihrem Gesammthabitus sehr viel Aehnlichkeit mit der Fauna der Kreideablagerungen im Jura zeigt, erklärt sich aus dem einfachen Umstande, dass der Jura gegenüber dem französischen Centralplateau eine ähnliche Rolle gespielt zu haben scheint, wie die eben besprochene Seichtzone gegenüber den Alpen.

Nach dem eben Angeführten erscheint also die pelagische Facies mehr litoral als die sogenannte litorale selbst, und die an sich wenig zutreffende Bezeichnungsweise alpine und jurassische Facies wird durch die von Hébert proponirten Namen kaum verbessert, im Gegentheile liegt die Gefahr nahe, hiedurch geradezu unrichtige Begriffe zu fördern.

Immerhin ist es aber ein sehr anzuerkennendes Verdienst des Herrn Hébert, durch einen natürlichen Erklärungsversuch die durch nichts als unerweisbare Annahmen gestützte Trennung eines so offenbar einheitlichen Wassergebietes, wie das helvetische Becken, in eine sogenannte mediterrane und mitteleuropäische Provinz, wenigstens soweit es die Kreidebildungen betrifft, überflüssig gemacht zu haben. Eine solche Trennung ist auch nicht gut aufrechtzuerhalten in einem Falle, wo man sieht, dass an vielen Stellen innerhalb der Alpen sich Bildungen mit sogenannter jurassischer Facies wiederholen, sobald daselbst die Ablagerungs- und Lebensbedingungen ähnliche waren, wie im Jura.

Die alpinen und die jurassischen Kreideablagerungen sind also durchaus nicht etwas spezifisch Verschiedenes, wie man sich längere Zeit hindurch nachzuweisen bemühte, sondern zeigen die auffallendste Uebereinstimmung. Der Unterschied besteht nur darin, dass die Kreidebildungen im Jura einerseits viel unvollständiger sind, und andererseits nur gewissen Ausbildungsweisen der alpinen Kreideablagerungen entsprechen.

Die Mannigfaltigkeit der cretacischen Bildungen ist also in den Alpen eine grössere als im Jura und es erscheint daher vom Stand-

punkte der Alpengeologie die Ausbildung der Kreide im Juragebiete nur als ein einfacher Specialfall und will als solcher aufgefasst werden von Jedem, der die Bedeutung einer Ablagerung für die Stratigraphie nicht nach der Anzahl der Bände beurtheilen will, die darüber geschrieben worden sind, kurz nicht nach der Rolle, die sie in der Literatur, vielmehr nach jener, die sie in der Natur spielt. Denn, dass die Kreideablagerungen im Jura von allen Kreidebildungen im helvetischen Becken zuerst und am allervollständigsten studirt und bekannt geworden sind, ändert nichts an der Thatsache, dass sie unvollständig und einförmig entwickelt sind.

Ueber das wahre Verhältniss der alpinen Kreidebildungen zu den jurassischen haben erst die classischen Arbeiten Lory's[1]) in der Dauphiné volle Klarheit gebracht. Doch findet man die so hochinteressanten Ergebnisse der Arbeiten Lory's in den meisten späteren Arbeiten über die schweizer alpine Kreidezone nicht verwendet. Speciell bei den Ostschweizer Autoren begegnet man immer dem Bestreben, die alpinen Bildungen in den, wie schon mehrfach erwähnt, zu engen Rahmen einzupassen, der durch die Untersuchungen in der jurassischen Kreide geschaffen wurde. Dieses Bestreben ist bis zu einem gewissen Grade begreiflich, weil die bisher in der Ostschweiz, speciell von Escher und Prof. Kaufmann eingehender untersuchten Stellen der Kreidezone nur dem äussersten Rande derselben angehören, und gerade hier die Aufschlüsse nirgends so tief gehen, um auch die tiefsten Bildungen der Kreide zu Tage zu bringen. Dies gilt vom Sentis ebenso wie von den in der Umgebung des Vierwaldstädter Sees bisher näher untersuchten Kreidelocalitäten. Wenn hier die Untersuchungen nicht so, wie es geschehen, entlang dem äussersten Rande, sondern quer auf das Streichen der Kreidezone geführt worden wären, würde man ein viel vollständigeres Bild von der Ostschweizer Kreidezone bisher erlangt und sich wahrscheinlich schon lange von der grossen Analogie derselben mit den Ablagerungen der alpinen Kreide in Südfrankreich überzeugt haben, wie dies in neuerer Zeit z. B. durch Herrn Gilliéron in den Freiburger Alpen geschehen ist.

Die folgenden Blätter haben die Bestimmung zur näheren Kenntniss eines kleinen Theiles der nordalpinen Kreidezone, nämlich soweit dieselbe innerhalb der Landesgrenze von Vorarlberg verläuft, einen Beitrag zu liefern. Dieser Theil der nordalpinen Kreidezone ist nichts weniger als ein Novum in der Literatur. Im Gegentheile waren es bereits drei der ausgezeichnetsten Alpenforscher, die sich mit derselben in eingehender Weise beschäftigt haben, nämlich Escher v. d. Linth[2]), Prof. Gümbel[3]) und v. Richthofen[4]).

Die Untersuchungen des ersteren sind älter als die bahnbrechenden Arbeiten Lory's in Südfrankreich, und demgemäss erscheint auch die grosse Masse der unteren Kreideablagerungen nicht weiter gegliedert, sondern einfach unter dem Sammelbegriffe „Spatangenkalk" angeführt.

[1]) Lory, Carte géol. de la Dauphiné Bull. soc. géol. Fr. 1857, pag. 10.
[2]) Escher, Nördl. Vorarlberg. Neue Denksch. XIII, 1853.
[3]) Gümbel, Bayr. Alpen, 1861.
[4]) v. Richthofen, Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1861—1862.

Herr Prof. Gümbel ist bestrebt, die Kreidebildungen in Vorarlberg mit den jurassischen Kreideablagerungen möglichst in Einklang zu bringen und nimmt auf die in Südfrankreich gewonnenen Erfahrungen weniger Rücksicht als Herr v. Richthofen, der ein den tiefsten Kreidebildungen in der Provence äquivalentes Glied an der Basis der Kreide in Vorarlberg unter der Bezeichnung Rossfeldschichten ausscheidet und von demselben anführt, dass es tiefer ist als das Aequivalent des tiefsten Gliedes der jurassischen Kreide, des Valangien.

Seit dem Jahre 1862 hat sich sowohl das Arbeits- als auch das Vergleichsmateriale zur Beurtheilung der Vorarlberger Kreideablagerungen bedeutend vermehrt, und eine dem neueren Standpunkte entsprechende Darstellung des Gebietes dürfte sonach nicht überflüssig erscheinen.

I. Stratigraphie.

Tithon.

Das tiefste Glied, welches im Gebiete der Vorarlberger Kreide zu Tage tritt, die Unterlage des ganzen Kreidesystems, bildet der seit 1846 durch Escher[1]) bekannte Jurakalk von Au. Es ist dies ein dunkelgraublauer, stellenweise beinahe schwarzer, sehr feinkörniger, spröder Kalk, der besonders im unteren Theile, da wo er in massigen Bänken auftritt, von vielen weissen Kalkspathadern durchzogen ist. Seine Färbung rührt theils von einem kleinen Gehalte an Bitumen, theils von fein vertheiltem, an frischen Bruchflächen häufig selbst mit freiem Auge sichtbarem Pyrit. Der Kalk bleibt sich in seiner ganzen Mächtigkeit petrographisch gleich, nur wird derselbe gegen die obere Grenze nach und nach dünnschichtiger. Aus dem thonigen Anfluge, der die Schichtflächen der unteren dicken Bänke überzieht, entwickeln sich allmälig schwarze, schiefrige Zwischenlagen, die immer häufiger und stärker werden, schliesslich den Kalk ganz verdrängen und einen mächtigen Horizont bilden, welcher, da der Mergelschiefer leicht verwittert, einen breiten mit vielen fruchtbaren Weiden bedeckten Sattel bedingt, auf welchem südlich von der Canisfluh die Almen Ober, Wurzach, Canis, Wildgunten etc. liegen.

Die Uebergänge vom Auerkalk zu der höheren Mergelzone lassen sich am besten und klarsten beobachten, wenn man auf dem Wege von Mellau nach der Canisalm auf halbem Wege bei der Hochstättenalp durch die Runse des Alpbaches die Höhe zu gewinnen sucht, oder auf dem Wege nach der Wildguntenalm bei der sogenannten Rossstelle sich dem Sattel nähert. Der Auerkalk stimmt nicht nur petrographisch, sondern auch in der Lagerung aufs Auffallendste mit einem in der Ostschweiz sehr verbreiteten, mächtigen Gebirgsgliede überein, welches von Escher den Namen Hochgebirgskalk erhalten hat, und welches derselbe so wie den Auerkalk für ein Aequivalent des weissen

[1]) Escher, Bronn's Jahrb. 1846, pag. 427.

und vielleicht eines Theiles des braunen Jura ansieht[1]). Wie die Erfahrungen der neueren Zeit gelehrt haben, kommt diese Darstellung Escher's in ihrer weiten Fassung der Wahrheit viel näher als jene Auffassung, welcher wir in den Schriften Prof. Studer's[2]) begegnen, und nach welcher der Hochgebirgskalk immer als alpiner Oxford angeführt, also einem bestimmten Gliede des Malm gleichgestellt wird.

Nach dieser Auffassung ergäbe sich zwischen dem Hochgebirgskalk und den im Hangenden desselben auftretenden Kreidebildungen eine bedeutende Lücke, an welche jedoch Niemand gut glauben kann, der die allmäligen Uebergänge zwischen Hochgebirgskalk und unterer Kreide, wie sie eben von der Canisfluh geschildert wurden, verfolgt hat.

Derselben Auffassung in Bezug auf das Alter des Auerkalkes wie bei Studer begegnen wir auch bei v. Richthofen[3]), nur mit dem Unterschiede, dass v. Richthofen die obersten, dünnschichtigen, von Mergeln stark durchsetzten Lagen als Rossfeldschichten von der grossen Masse des Auerkalkes abtrennt und nur die tieferen, gröber geschichteten Massen als Oxford auffasst. Richthofen thut das Letztere hauptsächlich auf Grund einer unrichtigen Petrefaktenbestimmung von Escher und Merian, welche dieselben an schlecht erhaltenen Resten vorgenommen, die sie unmittelbar bei dem Dorfe Au in dem Jurakalke gefunden hatten. Nach dieser kämen bei Au folgende Arten vor:

Ammonites biplex Sow.
„ *Zignodianus d'Orb.*
„ *Lamberti Sow.*
„ *convolutus Schl.*
Belemnites semihastatus Qu.
Terebratula globata Sow.

Auf Grund ganz derselben Petrefakten stellt Herr Prof. Gümbel[4]) den Auerkalk ins Callovien. Derselbe trennt in ähnlicher Weise wie v. Richthofen die obersten schiefrigen Lagen, welche den Uebergang vom Auer Kalke zum folgenden Mergelhorizonte bilden, als selbstständiges Glied unter der Bezeichnung Aptychenschichten ab und rechnet dieselben noch zur oberen Abtheilung des Malm, während v. Richthofen dieselben, wie bereits erwähnt, unter der Bezeichnung Rossfeldschichten als tiefstes Kreideglied auffasst.

Der erste, welcher neben Escher von der einmal eingebürgerten Ansicht, dass der Auer Kalk so wie der Hochgebirgskalk nur die Oxfordstufe vertrete, abwich, ist Oppel. In seiner klassischen Arbeit über die tithonische Etage[5]) sagt derselbe: „Fimbriate Ammoniten und zahlreiche Exemplare einer dem *Amm. Calisto* nahestehenden Art, welche sich in den dunklen Kalken an der Strasse bei Au im Bre-

[1]) Escher, Nördl. Vorarlberg. Neue Densksch. XIII, 1853, pag. 9.
[2]) Studer, Geol. der Schweiz II, pag. 48 und 53.
Index der Petrog. und Stratig. der Schweiz, 1872, pag. 22 und 122.
[3]) v. Richthofen, Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1862, pag. 164.
[4]) Gümbel, Bayr. Alpen, pag. 485.
[5]) Oppel, Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. XVII, 1865, p. 537.

genzer Walde fanden, machen es wahrscheinlich, dass die dortigen Juraschichten, welche von Escher v. d. Linth und von Gümbel unter der Bezeichnung Auer Kalk in die Literatur eingeführt wurden, tithonisches Alter besitzen. Ohne Zweifel nimmt die Etage im nordöstlichen Theile der Schweiz an der Bildung von Escher's Hochgebirgskalk theil, und es ist zu erwarten, dass dieselbe sich durch bestimmbare Einschlüsse noch weiter zu erkennen geben wird."

Die Auffassung Escher's, der Hochgebirgskalk vertrete den ganzen Malm, fand durch die späteren Arbeiten der Herren Bachmann[1]) und Moesch[2]) ihre volle Bestätigung. Ebenso hat sich auch die Ansicht Oppel's, dass ein Theil des Hochgebirgskalkes tithonischen Alters sei, durch die Auffindung des Stramberger Nerineenkalkes sowohl als der Stramberger Cephalopodenfauna in den obersten Partieen des Hochgebirgskalkes auf das Glänzendste bestätigt gefunden.

In Vorarlberg wurde von Prof. Zittel[3]) der erste Versuch gemacht, die Vermuthung Oppel's zu bestätigen und die tithonische Stufe nachzuweisen. Doch scheiterte derselbe an der Unzulänglichkeit des paläontologischen Materials. In einem diesbezüglichen Briefe an Hofrath v. Hauer äussert sich Prof. Zittel: „In Au waren meine Bemühungen von geringem Erfolge begleitet. Der spröde, marmorartige, graue Jurakalk ist fast ganz fossilfrei, und die von Escher citirten Versteinerungen stammen wahrscheinlich aus den obersten, schwarzen, schiefrigen Lagen, welche an der Strasse, dicht an der Bregenzer Ache schön aufgeschlossen sind. Die bedeutenden Sprengungen, welche bei der Strassenanlage nothwendig waren, hatten, wie es scheint, ziemlich viele Versteinerungen zu Tage gefördert, wenigstens wurden mir mehrere Stellen gezeigt, wo früher solche vorkamen, und noch im Jahre 1863 hatte Oppel zahlreiche Exemplare eines dem *Amm. Callisto d'Orb.* ähnlichen Ammoniten aufgefunden. Meine eigene Ausbeute beschränkte sich auf einen unbestimmbaren Belemniten, eine Terebratula und mehrere Fragmente des obigen Ammoniten".

Wie Herr Prof. Zittel ganz richtig bemerkt, sind es die obersten schon schiefrigen Lagen am Südostfusse der Mittagfluh, welche die Cephalopodenfauna von Au einschliessen. Dieselben bilden hier einen letzten kleinen Rest des obersten, schiefrigen Horizontes der Auer Kalke, welcher von der Denudation verschont geblieben ist. Denn unmittelbar unter der petrefaktenreichen Lage fängt schon der massige Auer Kalk an, der weiter gegen Schopernau zu Bauzwecken gebrochen wird. Die petrefaktenreiche Schichte liegt sonach an der Basis des obersten, schiefrigen Horizontes, an der Grenze gegen die tiefere, dickgeschichtete Masse des Auer Kalkes. Die Erhaltung der Versteinerungen, mit Ausnahme der Brachiopoden, ist eine ziemlich ungünstige, doch liessen sich von einem grösseren Materiale folgende Formen mit Sicherheit bestimmen:

[1]) Bachmann, Ueber Jura im Canton Glarus, Berner Mitth. 1863.
[2]) Moesch, Jura in den Alpen der Ostschweiz, 1872.
[3]) Zittel, Obere Jura- und Kreidesch. in den Vorarlberger Alpen. Verh. drr k. k. geolog. Reichs-Anst. 1868, pag. 2.

Belemnites semisulcatus Münst.
„ *Pilleti Pict.*
Aptychus imbricatus H. v. Mey.
Lytoceras quadrisulcatum d'Orb.
„ *municipale Opp.*
Phylloceras Calypso d'Orb.
„ *silesiacum Opp.*
Haploceras tithonium Opp.
Perisphinctes Callisto d'Ovb.
„ *transitorius Opp.*
„ *cf. Nieri Pict.*
„ *cf. Köllikeri Zitt.*
Terebratula diphya Col.
„ *Bieskidensis Zeusch.*
Rhynchonella Hoheneggeri Suess.

Diese Fauna macht es wohl unzweifelhaft, dass wir es bei Au mit einem Aequivalente des Stramberger Horizontes zu thun haben und zeigt, wie vollkommen berechtigt die Vermuthung Oppel's war. Die aufgezählten Formen stammen sämmtlich aus einer und derselben Bank von etwa 1' Dicke. Tiefer in den massigen Kalken sowie höher in dem schiefrigen Horizonte, der den Uebergang zur Mergelzone bildet, sucht man vergeblich nach Versteinerungen. Die Frage also, wie viele und welche Horizonte des weissen Jura in den grobbankigen Schichten des Auer Kalkes, die sich im Liegenden des Stramberger Horizontes finden und in der engen Schlucht zwischen Au und Schnepfau in grossentheils unzugänglichen, steilen Wänden zu Tage treten, enthalten sind, muss vorderhand eine offene bleiben.

Ebenso schwierig zu beantworten ist auch die zweite Frage, ob der schiefrige Uebergangshorizont im Hangenden der Stramberger Fauna mit Prof. Gümbel noch als jurassisch, oder mit v. Richthofen als bereits cretacisch anzusehen ist. Petrographisch hat derselbe mit dem darüberfolgenden, sicher cretacischen Mergelschiefer-Horizonte ebensoviel gemeinsam, wie mit dem tieferen Auer Kalke. Schlagende paläontologische Belege lassen sich bei der grossen Petrefaktenarmuth dieser Schichten nur schwer erbringen, denn in der Regel sind es nur schlecht erhaltene Aptychen, welche man findet. v. Richthofen führt aus den obersten Lagen der Canisfluh *Aptychus Didayi* an, dagegen behauptet Prof. Gümbel, die Aptychen dieser obersten Schichten stimmen mit solchen der Ammergauer Wetzsteinschichten und seien jurassisch.

Unter den Resten, welche mir in den obersten Lagen des fraglichen Horizontes aufzufinden möglich war, befindet sich allerdings ein Aptychus, der sich nur mit *A. Didayi Coqd.* gut vergleichen lässt, sowie ein Bruchstück eines Ammoniten, welcher der Berriasform *Amm. occitanicus Pict.* sehr ähnlich sieht, so dass man glauben sollte, die obersten Lagen des schiefrigen Uebergangshorizontes enthalten bereits eine Berriasfauna. Damit ist freilich keinesfalls ausgeschlossen, dass die tieferen Lagen noch Aptychen von jurassischem Gepräge führen können.

Wie überhaupt in den ganzen Nordalpen, ist sonach auch in Vorarlberg der Uebergang von Jura zur Kreide ein so allmäliger und vermittelter, dass sich kaum eine scharfe Grenze angeben lässt. Im vorliegenden Falle müsste man, da die tithonische Fauna sich in einer der tiefsten Bänke des Schieferhorizontes findet, dagegen die aus dessen obersten Lagen stammenden Reste auf eine Berriasfauna schliessen lassen, die Grenze zwischen Jura und Kreide mitten durch diesen schiefrigen Uebergangshorizont ziehen.

Dieser Horizont hat eine Mächtigkeit von circa 100 Meter und überkleidet wie ein Mantel das steile Juragewölbe der Canisfluh — Mittagfluh. Derselbe ist nur an der Stelle der höchsten Wölbung zu beiden Seiten des Bruches zwischen Au und Schnepfau durch Denudation entfernt, lässt sich aber am ganzen Südabhange der Canisfluh gut beobachten, dessgleichen am Hohen Koyen, der die unmittelbare Fortsetzung der Canisfluh nach Westen bildet. Jenseits des Bruches, östlich von der Bregenzer Ache, trifft man den Schieferhorizont gut entblösst südlich von der Thalung des Hirschbergbaches, dessen Lauf soziemlich der Grenze zwischen dem Schiefer- und dem höheren Mergelhorizonte folgt, und ebenso zu beiden Seiten des synklinalen Thälchens des Weissenbaches.

Kreide.

Berriasschichten.

Dem oben besprochenen Kalkschiefer concordant aufgelagert und sich allmälig aus demselben entwickelnd, trifft man im ganzen Umkreise der Jurainsel einen circa 100 Meter mächtigen Schichtcomplex, der sich vorwaltend aus dunkelgrauen, leicht verwitternden Mergelschiefern zusammengesetzt. Besonders sind es die tieferen Partieen, in denen das thonige Element bedeutend vorherrscht, und die daher auch besonders leicht verwittern, während die höheren Lagen kalkreicher und in der Regel etwas lichter gefärbt sind, wenigstens lichter anwittern. Dieses Verhältniss lässt sich besonders gut beobachten, wenn man den niedrigen Grat östlich von der Wurzachalpe verfolgt, welcher den Südabhang der Canisfluh mit dem Hochglockner verbindet und die Wasserscheide bildet zwischen den in östlicher Richtung gegen Au und in westlicher gegen Mellau abfliessenden Wässern. Man kann hier beinahe Schichte für Schichte die ganze Folge beobachten.

An der Grenze der oberen kalkreichen Partie gegen die untere thonreiche findet sich in dem eben angedeuteten Profile eine bei 4 Meter mächtige Bank eines späthigen, theilweise oolithischen, grauen Kalkes, der eine Menge Trümmer von organischen Ueberresten führt und besonders häufig eine kleine, der *Ostrea Boussingaulti d'Orb.* ähnliche Auster. Dieser Kalk hat petrographisch die auffallendste Aehnlichkeit mit gewissen, weiter unten zu besprechenden Kalken des unteren Urgon.

Verfolgt man diese Bank im Umkreise der jurassischen Insel, so trifft man sie weiter östlich zunächst am Nordfusse des Didamsberges in der gleichen Position wie am Nordfusse des Hohen Glockner mitten in dem Mergelcomplexe, nur mit dem Unterschiede, dass die

Kalkbank selbst viel stärker ist, dagegen die überlagernde Mergelschieferpartie schwächer, so dass es scheint, als hätte sich der Kalk auf Kosten der überlagernden Mergel stärker entwickelt. Noch auffallender wird dieses Verhältniss an dem steilen Nordschenkel der Didamswelle, welcher, wohl zum grossen Theile denudirt, durch die isolirten Spitzen des Sevenschroffen, Mohrekopf, Schagunter Kopf und den südlichen Theil des Hirschberges repräsentirt erscheint. Hier hat die Bank des spathigen Kalkes eine Mächtigkeit von über 20 Meter, während die oberen Mergelschiefer kaum angedeutet sind, so dass das nächste Glied des Kieselkalks, welcher im ganzen Umkreise der jurassischen Insel den Mergelhorizont überlagert, hier unmittelbar auf der spathigen Kalkbank aufruht. Sehr klar lässt sich dieses Verhältniss beobachten am Westabhange des Schagunter Kopfes und ebenso auf dem Wege von Schnepfau nach der Hirschbergalpe.

Jenseits der Ache im Mellenthale findet man das entgegengesetzte Verhältniss. Hier lässt sich der spathige Kalk innerhalb des Mergelschieferhorizontes nicht auffinden, trotzdem die Aufschlüsse, besonders am nördlichen Thalgehänge, stellenweise ziemlich tief gehen und sich der Unterschied, den in petrographischer Beziehung die höheren Lagen der Mergelschieferzone den unteren gegenüber zeigen, ähnlich wie am Canissattel machen lässt. Während also im Westen der jurassischen Insel das mergelige Element ausschliesslich dominirt, findet sich im Nordosten derselben ein, und zwar der obere Theil der Mergelschiefer durch ein kalkiges Glied ersetzt, welches sich auch auf die Südseite der Insel zieht, hier jedoch nur schwach entwickelt ist, wie wir es in dem Profile bei der Wurzachalpe sehen, wo die spathige Kalkbank kaum über 4 Meter Mächtigkeit besitzt.

Fälle wie der vorliegende sind für das Studium der stratigraphischen Verhältnisse in den Alpen von grossem Interesse, weil sie zeigen, wie sehr, oft auf minimale Entfernungen hin, die petrographische Beschaffenheit der Ablagerungen wechselt. Die Entfernung des Hirschberges, wo sich die kalkige Bildung stark entwickelt findet, vom Mellenthale, wo sie ganz fehlt, beträgt nämlich kaum eine Wegstunde.

Die Mergelschieferzone ruht überall concordant auf dem tieferen Kalkschiefercomplexe, aus dem sie sich durch allmälige Uebergänge entwickelt, und bedingt eine vertiefte, mit fruchtbaren Weiden bedeckte Zone rings um die Jurainsel, jenseits welcher man überall an die hohe Steilmauer des nächsten Horizontes der Kieselkalke gelangt.

So bilden die Mergelschiefer den Untergrund des Sattels, welcher, von Argenbach bei Au an, den Südfuss der Canisfluh begleitet, und jenseits dessen sich die steilen Höhen des Hochglockner und Hochblanken aufthürmen. Dieselben Mergelschiefer füllen das fruchtbare, von senkrechten Kieselkalkwänden malerisch umrahmte Mellenthal und begleiten den überstürzten Nordabhang des Hohen Koyen. Oestlich vom Laufe der Ache findet man sie wieder am Hirschbergsattel sowie entlang dem Südfusse der Mittagfluh. Diese beiden Züge vereinigen sich östlich in der Gegend der Osterbergalm und ziehen von da quer über die beiden Gräte, welche der Didams in nördlicher Richtung entsendet, nach dem amphitheaterartigen Ifertobel, dessen Tiefe sie füllen.

Die tieferen Lagen des Mergelschieferhorizontes sind ziemlich arm an Versteinerungen. Nur im Ifertobel hat eine etwas reichere Stelle folgende Formen geliefert:

Olcostephanus Astierianus d'Orb. sp.
Haploceras Grasianum d'Orb. sp.
Terebratula Moutoniana d'Orb.
„ *Euthymi Pict.*
Rhynchonella cf. Malbosi Pict.

Dagegen sind die oberen etwas kalkhältigeren Schiefer ziemlich reich an Petrefakten. Besonders findet sich am Nordgehänge des Mellenthales unmittelbar unter der Kieselkalklage, also die Mergelschieferzone nach oben begrenzend, eine ziemlich reiche Schichte, aus der sich folgende Arten bestimmen liessen:

Belemnites latus Blain.
„ *dilatatus Blain.*
„ *conicus Blain.*
„ *pistilliformis Blain.*
Lytoceras quadrisulcatum d'Orb. sp.
Phylloceras Rouyanum d'Orb. sp.
Haploceras Grasianum d'Orb. sp.
Olcostephanus Astierianus d'Orb. sp.
„ *Jeannoti d'Orb. sp.*
Hoplites neocomiensis d'Orb. sp.
„ *cryptoceras d'Orb. sp.*
Aptychus Didayi Coqd.
Terebratula diphyoïdes d'Orb.
„ *Moutoniana d'Orb.*
Rhynchonella contracta d'Orb.

Eine ganz ähnliche Fauna wie im Mellenthale führen die obersten Lagen des Mergelschiefercomplexes auch oben auf dem Canisfluhsattel. Prof. Zittel[1]) konnte unter einer Suite von Resten, welche Oppel aus diesen Schiefern gesammelt, folgende Arten erkennen:

Belemnites latus Blain.
„ *dilatatus Blain.*
„ *bipartitus Blain.*
„ *pistilliformis Blain.*
Aptychus Didayi Coqd.
Terebratula diphyoïdes d'Orb.
„ *cf. Moutoniana d'Orb*
Rhynchonella Boissieri Pict.
„ *cf. contracta Pict.*
Cidaris alpina Cott.
Phyllocrinus Malbosianus Pict.

---

[1]) Zittel, Verh. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1868, pag. 2.

Dazu liessen sich nach den mir vorliegenden Resten hinzufügen:

Aptychus Mortilleti Pict. et Lor.
„ *angulicostatus Pict. et Lor.*
„ *Seranonis Coqd.*

Die späthigen Kalke, welche, wie bereits gezeigt, hauptsächlich im Nordosten der Jurainsel für die obere Partie des Mergelschieferhorizontes stellvertretend auftreten, schliessen hie und da auch kleine Mergelschieferlagen ein. In einer derselben, östlich von Schnepfau am Fusse des Hirschberges, fanden sich:

Lytoceras quadrisulcatum d'Orb, sp.
Haploceras Grasianum d'Orb. sp.
Olcostephanus Jeannoti d'Orb. sp.
Terebratula Moutoniana d'Orb.

Diese wenigen Formen sind wohl ausreichend, zu zeigen, dass in der That, wie sich schon aus der Lagerung ergab, die späthigen Kalke mit dem Mergelschiefer ein einheitliches Ganzes bilden.

Leider lassen sich aus dem harten Kalke selbst, der stellenweise, wie z. B. bei der Wurzachalpe, voll von organischen Trümmern ist, keine bestimmbaren Fossilreste gewinnen.

Prof. Gümbel führt zwar (pag. 526 Bayr. Alp.) eine Anzahl von Formen an, welche aus einer oolithischen Kalklage der tiefsten Abtheilung der Vorarlberger Kreide stammen sollen, nämlich:

Rhynch. depressa d'Orb.
„ *lata d'Orb.*
Tereb. praelonga Sow.
„ *Carteroniana d'Orb.*
„ *Marcousana d'Orb.*
Ostrea Boussingaulti d'Orb.
Astarte striato-costata d'Orb.
Chondrites sp.
Korallen.
Cidaritenstacheln.

Zu den Echinidenresten bemerkt Prof. Gümbel, dass sie wahrscheinlich Theile zu *Toxaster Campichei Des.*, *Hemicidaris patella Ag.* und *Peltastes stellulatus Ag.* seien, und fasst daher die unterste Abtheilung der Vorarlberger Kreide als ein Aequivalent des Valangien Des. auf (pag. 534 l. c.).

Wie jedoch aus dem Petrefactenverzeichnisse (p. 563 l. c.) hervorgeht, stammen die sämmtlichen hier angeführten Formen nicht vom Canissattel oder aus der nächsten Umgebung der jurassischen Insel, sondern von Bezau. In der nächsten Umgebung von Bezau gehen aber die Aufschlüsse an keiner Stelle tiefer, als bis an die Kalke des unteren Urgon. Diese unteren Urgonkalke zeigen aber petrographisch die auffallendste Uebereinstimmung mit der Bank an der Wurzachalpe und sind nördlich von Bezau, am sogenannten Bezeck und Sattel sehr fossil-

reich. Aus diesen Kalken scheint die von Prof. Gümbel angeführte Fauna zu stammen und ist sonach eine wirkliche Urgonfauna und keineswegs bezeichnend für das tiefste Glied der Vorarlberger Kreide, welches von dem unteren Urgon noch durch eine gewaltige Serie von Bildungen getrennt ist.

Die Ansicht Prof. Gümbel's, dass die tiefste Abtheilung der Vorarlberger Kreide mit dem jurassischen Valangien gleichalterig sei, erweist sich sonach bei näherer Betrachtung als auf sehr schwacher Grundlage basirt, sie wird aber auch durch die Lagerungsverhältnisse vollständig widerlegt.

Im Jura bildet das Valangien das unmittelbar Liegende, des sogenannten Mittelneocom oder Neocomien prop. dit Désor. Das Aequivalent dieses Mittelneocom ist in den ostschweizer Alpen, sowie in Vorarlberg klar nachgewiesen in einem später zu besprechenden Mergelschieferhorizonte (Spatangenkalk v. Richthofen's). Im Liegenden dieses mergeligen Mittelneocom findet sich in der Ostschweiz und in Vorarlberg ein mächtiger Complex von Kieselkalken in genau derselben Position gegenüber dem Mittelneocom, wie das Valangien im Juragebiet. Es liegt sonach sehr nahe, das Aequivalent des Valangien in diesem Kieselkalkhorizonte zu suchen, wie es von Richthofen in Vorarlberg und von Escher im Sentis, von Letzterem sogar mit Erfolg, geschehen ist, und nicht in dem tieferen Mergelschiefercomplex und seinen kalkigen Einlagerungen. Dieser stellt vielmehr so wie die Balfriesschiefer in der Ostschweiz das Aequivalent der Berriasbildungen dar, für welche man sonst kein Aequivalent hätte, wenn man mit Prof. Gümbel die Kreideablagerungen mit dem Valangien beginnen lässt. Dieses Aequivalent muss aber in Vorarlberg vorhanden sein, da der Uebergang von Jura zur Kreide ein so allmäliger und vermittelter ist, dass an eine Lücke, wie sie im Jura an der Basis der Kreide existirt, nicht gedacht werden kann.

Dass Prof. Gümbel sich Mühe gibt, seine Beobachtungen über die Kreidebildungen von Vorarlberg und den Algäuer Alpen möglichst mit der im Jura bekannt gewordenen Schichtfolge in Einklang zu bringen, ist sehr begreiflich, denn seine Untersuchungen fallen in eine Zeit, wo die bahnbrechenden Arbeiten Lory's[1]) in der Umgebung von Grenoble, welche über die wahre Stellung des jurassischen Valangien Aufklärung brachten, kaum begonnen hatten.

Um so bewunderungswürdiger ist der Scharfblick v. Richthofen's, der die wahre Stellung der tiefsten Kreidebildungen in Vorarlberg, gegenüber jenen im Schweizer Jura, richtig erkannte, und sie als ein selbstständiges Glied unter dem Valangien unter der Bezeichnung Rossfeldschichten abtrennte. Derselbe sagte am Schlusse der Besprechung dieses Gliedes[2]): „So füllen die Canisfluh und ihre Analoga in der Schweiz die grosse Lücke aus, welche zwischen den paläontologisch so nahe stehenden Neocombildungen der Provence, des Rossfeldes und der fernen Bieskiden zu herrschen schien. Die Canisfluh zeigt

[1]) Lory, Carte géol. de la Dauphiné. Bull. soc. géol. Fr. 1857.

[2]) v. Richthofen, Kalkalpen. Jahrb. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1862, pag. 166.

ausserdem mit Bestimmtheit, dass das Neocom jener Länder keine blosse Facies des schweizerischen (jurassischen), sondern als ein tieferes, dem Oxfordien (wie oben gezeigt wurde, Tithon) nahe stehendes Glied davon zu trennen ist.“ Freilich dehnt Herr v. Richthofen den aus der ganz richtigen localen Beobachtung an der Canisfluh abstrahirten Schlusssatz auf alle Bildungen von gleicher Facies aus, was allerdings eine übereilte Schlussfolge ist. Speciell die von Richthofen (pag. 165 l. c.) erwähnten Crioceratenschichten von Barrême, sowie auch jene in der Stockhornkette, gehören einem viel höheren Niveau an, als die Bildungen von gleicher Facies in Vorarlberg.

Auch die erwähnte Crioceratenschichte im Justisthal bei Merligen am Thunersee ist höher, denn sie liegt über dem Kieselkalke an der Basis des Mittelneocom, während die Rossfeldschichten v. Richthofen's in Vorarlberg unter der Kieselkalkmasse liegen, und, verglichen mit den Bildungen im Justisthale, dem ebenfalls unter dem Kieselkalke liegenden Mergelcomplexe mit dem kleinen, verkiesten *Crioceras Studeri* ihrer Lagerung nach entsprechen. Ueberhaupt dürften die Bemühungen, in den Ablagerungen von sogenannter alpiner Facies ein bestimmtes Glied der neocomen Reihe erkennen zu wollen, wovon das Vorgehen v. Richthofen's in Vorarlberg ein Beispiel bietet, wohl zu den überwundenen Standpunkten zählen. Diese Ablagerungen können eben so gut die tiefsten wie die obersten Glieder des Neocom vertreten und sind an kein bestimmtes Niveau gebunden, und es muss in jedem einzelnen Falle erst entschieden werden, welches Niveau es ist, in dem sich die Ablagerung mit alpiner Facies findet, eine Aufgabe, die an Stellen, wo Ablagerungen von alpinem Typus mit solchen von jurassischer Facies wechseln, keinen besonderen Schwierigkeiten begegnet. Viel schwieriger zu beurtheilen sind dagegen die Fälle, wo die ganze Neocomreihe einförmig in der gleichen sogenannten alpinen Facies entwickelt ist, wie z. B. der Biancone der Südalpen, und wie es scheint, auch die sogenannten Rossfeldschichten.

Mit der letzteren Bezeichnung darf man nämlich auch nicht den Begriff eines bestimmten Neocomgliedes verbinden, wie dies hie und da, speciell in dem vorliegenden Falle auch von Richthofen geschehen ist. Vielmehr dürfte der in österreichischen Schriften oft gebrauchte Ausdruck Rossfeldschichten etwa in demselben allgemeinen Sinne zu nehmen sein, wie das „Neocom mit alpiner Facies“ der Schweizer Geologen. Ueberall, wo man Bildungen von der Art des Neocom mit alpiner Facies in Oesterreich getroffen hat, bezeichnete man sie einfach mit dem Localnamen Rossfeldschichten, ohne über ihr Niveau Bestimmteres sagen zu können, als dass sie neocom seien. Die Rossfeldschichten bilden aber überall einen sehr mächtigen Complex von vorwaltend mergeligen und sandigen Bildungen, von denen einzelne die Fauna des alpinen Neocom führen. Eine nähere Gliederung und Parallelisirung der einzelnen Glieder dieses Complexes mit den verschiedenen Abtheilungen des Schweizer und südfranzösischen Neocom ist jedoch eine bisher ungelöste Aufgabe.

Wenn also Herr v. Richthofen nach seinen Erfahrungen in Vorarlberg die Rossfeldschichten nur als die unterste Abtheilung des Neocom aufzufassen geneigt ist, in dem Sinne etwa wie Berriasschichten,

so begeht er damit den Fehler, das Ganze einem Theile gleichstellen zu wollen, und es erscheint daher die Bezeichnung Rossfeldschichten für den Mergelschiefercomplex im Hangenden der tithonischen Stufe in Vorarlberg nicht sehr passend, da sie leicht zu Missverständnissen Anlass geben kann.

Präciser, weil nur auf diesen untersten Horizont der Kreide beschränkt, ist die Escher'sche Localbezeichnung Balfriesschiefer. Leider wurden diese Schiefer bis auf die neueste Zeit sehr verkannt, und von Escher und seiner Schule zur Juraserie gerechnet. Man konnte sich eben in ähnlicher Art, wie Prof. Gümbel in Vorarlberg, auch in der Ostschweiz nicht von der Vorstellung trennen, dass die Kreideserie mit dem Aequivalente des jurassischen Valangien beginnen müsse, und da man dieses Aequivalent ganz richtig in dem die Balfriesschiefer überlagernden Kieselkalke suchte und im Sentis auch fand, erschien es logisch, selbst in Ermangelung von paläontologischen Belegen die Balfriesschiefer für den Abschluss der Juraserie zu halten, wie wir es z. B. bei Prof. Bachmann [1]) sehen. Die Erkenntniss, dass im Juragebiete an der Basis der Kreidebildungen eine bedeutende Lücke in der Ablagerung existire, welche in den Alpen nicht vorhanden, vielmehr durch die sogenannten Berriasbildungen, zum Theile vielleicht auch durch das Thiton ausgefüllt sei, scheint in der Ostschweiz bis in die neueste Zeit noch nicht zum Durchbruche gekommen zu sein.

Auch die Bezeichnung Berriasschichten passt, wenn man sie in ihrer ursprünglichen Bedeutung, welche sie durch die Arbeit Pictet's erhält, auffasst, nicht auf den ganzen in Rede befindlichen Schiefercomplex, sondern nur auf einen, und zwar den unteren Theil desselben. Vergleicht man nämlich die Verhältnisse in Vorarlberg und die ganz gleichen in der Ostschweiz mit der für die Beurtheilung der tiefsten Kreidehorizonte classischen Umgegend von Chambery und Grénoble, so findet man beiderseits unter den Aequivalenten des jurassischen Valangien, also in Vorarlberg und der Ostschweiz unter den Kieselkalken, in der Dauphiné unter den Kalken von Fontanil einen mächtigen, vorwaltend mergelig ausgebildeten Schichtcomplex. In der Dauphiné lässt sich dieser gut scheiden in eine tiefere kalkreichere (calcair-ciment Héb.), und eine höhere, thonreichere, schiefrige Abtheilung (marnes à petites ammon. ferrug. Héb.). Nur die tiefere dieser beiden Abtheilungen führt jene Fauna, die Pictet von Berrias beschrieben hat, und stellt sonach die wirklichen Berriasschichten vor, oder die „Zone der *Terebratula diphyoïdes*", wie Pictet diese Abtheilung nennt. Dagegen wird von Pictet die obere Mergelschieferpartie als „Zone *à belemnites latus*" getrennt aufgefasst und ebenso von Lory als „erste Belemnitenzone" selbstständig behandelt. Immerhin haben aber die beiden Zonen so viel Berührungspunkte und so viel organische Formen gemeinsam, dass sie nur in engster Beziehung zu einander betrachtet werden können.

Wie bereits oben angeführt, lassen sich auch in Vorarlberg in dem Mergelschieferhorizonte zwei petrographisch etwas abweichende Abtheilungen unterscheiden. Nur sind es hier die tieferen Lagen, welche

[1]) Bachmann, Jura im Canton Glarus. Berner Mittheil. 1863, pag. 165.

mehr Thongehalt besitzen, während die obere Abtheilung kalkreicher ist, also gerade das umgekehrte Verhältniss wie in der Dauphiné. Die ziemlich reiche Fauna, welche die obere Abtheilung in Vorarlberg führt, und welche oben bereits angeführt wurde, kommt, in vollkommener Uebereinstimmung mit ihrer Lagerung, der Fauna der Zone mit *Belem. latus* sehr nahe. Dagegen hat die tiefere fossilarme Abtheilung noch zu wenig Formen geliefert, die ihre Uebereinstimmung mit den Berriasschichten oder der Zone der *Ter. diphyoïdes*, an deren Stelle sie sich ihrer Lagerung nach findet, documentiren könnten.

Immerhin scheint mir die Eingangs gewählte allgemein verständliche Bezeichnung Berriasschichten für den ganzen Mergelschiefercomplex zwischen Sramberger Horizont und Valangien am besten dem Bedürfnisse zu entsprechen, für die tiefste Abtheilung der Kreide, welche im Juragebiete fehlt, dagegen in den Alpen, wo an der Grenze zwischen Kreide und Jurazeit keine Unterbrechung der Ablagerung stattgefunden hat, überall gut vertreten ist, einen geeigneten Terminus zu haben. Wir haben es hier nicht etwa, wie man sich die längste Zeit hindurch an diesen Bildungen nachzuweisen bemühte, mit einer Facies irgend einer jurassischen Kreideetage, sondern mit einer selbstständigen tiefsten Abtheilung der Kreide zu thun, deren Aequivalent an der Basis der jurassischen Kreide fehlt und die vollkommen den Etagen des Valangien, Mittelneocom, Urgon u. s. w. gleichwerthig ist, ja dieselben an Mächtigkeit sogar bei Weitem übertrifft.

Ob sich diese Etage, welche wir bis heute nur aus den französischen Alpen hauptsächlich durch Lory, und von Montsalvens in den Freiburger Alpen durch Herrn Gilliéron[1]) etwas genauer kennen, überall wird in den zwei Pictet'schen Zonen, nämlich die der *Ter. diphyoïdes* und des *Belemnites latus*, zerlegen lassen, müssen erst nähere Untersuchungen zeigen. Nach den Verhältnissen auf Montvalvens und in Vorarlberg ist dies sogar sehr wahrscheinlich. Mit den Berriasbildungen auf Montsalvens hat überdies die Berriasetage in Vorarlberg auch darin eine grosse Aehnlichkeit, dass innerhalb derselben, ähnlich wie der Ostreenkalk Herrn Gilliéron's kalkige Bildungen von ganz demselben Habitus wie der Ostreenkalk auftreten. In dem Profile an der Wurzachalpe hat die Kalkbank sogar ganz dieselbe Position, wie der Ostreenkalk am Montsalvens, nämlich an der unteren Grenze der Latuszone. Freilich werden in Vorarlberg die Kalke an der Nord-Ostseite des jurassischen Gewölbes so mächtig, dass sie die kalkigen Mergelschiefer der Latuszone fast ganz verdrängen. Dagegen keilen sie im Mellenthale ganz aus und sind nicht mehr aufzufinden, in ganz ähnlicher Art, wie dies Herr Gilliéron (pag. 113 l. c.) von dem Ostreenkalke angibt, der auch nur auf dem Nordwestschenkel der Montsalvenswelle sich findet, dagegen auf dem Südostschenkel fehlt.

Kieselkalk.

Dem Mergelschieferhorizonte der Berriasbildung überall concordant aufgelagert folgt im ganzen Umkreise der jurassischen Insel eine

[1]) Gilliéron, Alpes de Fribourg. Matériaux p. l. cart. géol. de la Suisse. Liv. XII.

über 100 Meter mächtige Lage eines im frischen Bruche dunkelgrauen, stellenweise rostbraun, stellenweise auch licht anwitternden sehr festen Kieselkalkes, d. h. einer Bildung, welche zwischen Sandstein und Kalkstein so ziemlich die Mitte hält und local durch das Zurücktreten des einen oder des anderen Bestandtheiles sich bald dem reinen Sandstein, bald dem reinen Kalke nähert. Da, wo er in massigen Bänken auftritt, ist der Kieselkalk gewöhnlich von einer Menge von Sprüngen durchsetzt, welche mit Kalkspath ausgefüllt sind. Rein kalkige Abänderungen kommen verhältnissmässig beschränkt vor und sind dann in der Regel petrographisch von den Urgonkalken, sowie von den tieferen späthigen Kalken der Berriasetage schwer zu unterscheiden. Speciell in der westlichen Umgebung der Jurainsel, also in den Schroffen, welche die Basis des Hochglockner, Hohen Blanken, Hohen Freschen, Mörzelspitz und Guntenhang bilden, findet sich diese kalkige Ausbildung nicht selten, ist aber immer nur beschränkt, und, wie es scheint, an kein bestimmtes Niveau gebunden, da man beim Kreuzen des Horizonts die vereinzelten späthigen Kalkbänke in sehr verschiedener Höhe der Masse des Kieselkalkes eingelagert findet. Eine ausgesprochenere Differencirung zeigt der Kieselkalk im östlichen Theile seines Verbreitungsgebietes, nämlich im Ifertobel und am Fusse des Didams. Hier finden wir auf einer unteren mächtigen Kieselkalklage von gewöhnlichem Aussehen zuerst eine rein kalkige Bildung, nämlich etwa 15 Meter mächtig einen dunklen, beinahe schwarzen Kalkstein, welcher einzelne glitzernde Kalkspathpartikel einschliesst und auf diesem eine reine Sandsteinbildung von etwas grösserer Mächtigkeit. Doch schon am benachbarten Hirschberge lassen sich diese beiden obersten Glieder des Kieselkalkhorizontes nicht mehr gut unterscheiden.

Der Kieselkalk bildet immer die erste steile Terrasse am Abhange des Kranzes von Höhen, welche ringsum die Jurainsel einschliessen. Derselbe spielt in der landschaftlichen Physiognomie des hinteren Bregenzer Waldes eine ebenso wichtige Rolle, wie der in ähnlichen kahlen Felsabstürzen zu Tage tretende Urgonkalk.

In seiner Verbreitung ist der Kieselkalk so wie die Berriasetage so ziemlich nur auf die nächste Umgebung der jurassischen Insel beschränkt und kommt nur noch in den tief eingerissenen Tobeln am Nordfusse des Hohen Freschen auf kleinen Strecken zu Tage, wie z. B. am Oberlaufe der vorderen Dornbirner Ache. Im ganzen übrigen Kreidegebiete gehen die Aufschlüsse an keiner Stelle so tief, um diesen Horizont noch zu erreichen. Derselbe bildet das mächtige Felsband, welches sich vom Fusse des Hochglockner an, unter dem Hohen Blanken hinweg, bis an den Oberlauf des Mellenbaches in die Gegend des Simser Joches zieht, von hier sich quer über das Mellenthal, die synklinale Senkung zwischen der Welle des Hohen Freschen und des Guntenhang mitmachend, nach dem Fusse des Mörzelspitz verfolgen lässt und die Schroffen am Fusse des Guntenhang bis gegen Bengat am Ausgange des Mellenthales bildet.

Oestlich von dem Laufe der Bregenzer Ache bildet der Kieselkalk die erste schroffe, kahle Felsterrasse am Fusse des Didams, welche sich von hier aus nach dem Ifertobel continuirlich fortsetzt. Aus dem Ifertobel lässt sich der Kieselkalk über den Schagunter- und Mohre-

kopf, die er wesentlich zusammensetzt, nach dem Hirschberge verfolgen, wo er, wie bereits angeführt, unmittelbar auf dem späthigen Kalke der Berriasetage aufliegt.

Wie in den ganzen Schweizer Alpen ist auch in Vorarlberg der Kieselkalk äusserst arm an organischen Resten. In seinen tiefsten Lagen im Mellenthale findet sich nicht selten *Aptychus Didayi Coqd.*, der aus der tieferen Berriasetage, wo er zu den häufigsten Fossilien zählt, hier aufsteigt. Petrefaktenführend sind ferner die dunklen Kalke mit den glitzernden Kalkspathpartikeln im Ifertobel und am Fusse des Didams, nur ist man leider nicht im Stande, aus dem sehr harten, splitterigen Kalke an den wenigen zugänglichen Stellen eine genügende Anzahl von bestimmbaren Resten zu erhalten, um nach ihnen das Niveau zu fixiren. Unter meiner Ausbeute lassen sich nur

Hoplites neocomiensis d'Orb sp. und
Olcostephanus Astierianus d'Orb. sp.

bestimmt erkennen, zwei Formen, welche, da sie in verschiedenen Niveaux vorkommen, für keines besonders charakteristisch sind und sonach die Frage nicht beantworten, ob die dunkle Kalklage, wie Herr v. Richthofen vermuthet (Kalkalpen pag. 167), das Aequivalent des jurassischen Valangien ist. Dass dieses Aequivalent in dem Kieselkalke enthalten sei, dürfte, abgesehen von der Lagerung desselben, unmittelbar unter dem Mittelneocom durch die Untersuchung Escher's im Sentis als erwiesen gelten. Freilich scheint im Sentis ein ähnliches Verhältniss vorzuliegen, wie in der Gegend des Vierwaldstätter Sees, dass nämlich die obersten Lagen des Kieselkalkes bereits eine mittelneocome Fauna führen. Wenigstens scheint dies aus dem Petrefaktenverzeichnisse hervorzugehen, welches in den gesammelten Notizen Herrn Escher's über den Sentis [1]) die Fauna des Kieselkalkes aufzählt. Denn die Formen

Echinobrissus Olfersii d'Orb.
Terebratula biplicata Sow.
Pecten Robinaldinus d'Orb.
Avicula Cottaldina d'Orb.

kann man nicht gut als Valangienfossilien auffassen. Dass in den obersten Lagen der Kieselkalke mittelneocome Fossilien vorkommen, darf wohl nicht auffallen in Gegenden, in denen, wie im Sentis und am Vierwaldstättersee, der Kieselkalk sehr mächtig, dagegen die mittelneocomen Mergel verhältnissmässig nur gering entwickelt sind, die Kieselkalke also gewissermassen auf Kosten der höheren Mergelbildung entwickelt sind, ihr Absatz sonach in die mittelneocome Periode hineinragt.

In Vorarlberg haben die Kieselkalke eine geringere Mächtigkeit als im Sentis oder am Vierwaldstätter See, ich will nicht sagen, wie in der Schweiz, weil es auch hier wieder Gegenden gibt, wo der Kieselkalk nur in geringer Mächtigkeit auftritt, wie z. B. im Justisthale. Dagegen ist der mittelneocome Mergelschieferhorizont (Spatangenkalk

[1]) Escher. Beiträg zur geol. Karte der Schweiz Bd XIII, pag. 43.

v. Richth.) in Vorarlberg sehr mächtig, und es dürfte sonach hier in dem Kieselkalke kaum noch ein Theil des Mittelneocom zu suchen sein.

Aber selbst im Falle sich ein solcher nachweisen liesse, darf man wohl kaum, wie Prof. Gümbel (pag. 528 Baier. Alpen, Anmerkung) es thut, den ganzen Kieselkalkhorizont mit der darüber folgenden mergeligen Abtheilung vereinigen und das Ganze für ein Aequivalent der Hauterivemergel oder des jurassischen Mittelneocom halten. Schon die enorme Differenz in den Mächtigkeitsverhältnissen muss eine solche Parallele unwahrscheinlich machen. Während nämlich das Mittelneocom im Jura kaum 50 Meter beträgt, zeigt der Kieselkalk sammt der höheren mergeligen Abtheilung oder die „Gruppe des Toxaster complanatus“ Gümbel's an den Nordabstürzen des Didams und im Ifertobel eine Mächtigkeit von mindestens 400 Meter. Diese riesige Masse muss aber Prof. Gümbel nur deshalb logischer Weise einer verhältnissmässig nur gering entwickelten jurassischen Etage gleichstellen, weil er sich, wie oben gezeigt, das Aequivalent des Valangien schon viel tiefer in einem Gliede der Berriasetage zurecht gelegt hat. Wir müssen vielmehr in den „oberen Unterkreideschichten“ oder der „Gruppe des Toxaster complanatus“, wie Prof. Gümbel diese Abtheilung nennt, nicht nur das Aequivalent des Valangien und Mittelneocom, sondern, wie weiter unten gezeigt werden soll, auch eines guten Theiles des Urgon und Aptien suchen. In diesem Falle ist dann die Mächtigkeitsdifferenz keine grössere, als wir überhaupt an den alpinen Bildungen gegenüber den jurassischen zu finden gewohnt sind.

Mittelneocom.

Hat man den steilen Schichtenkopf des Kieselkalkes verquert, so gelangt man im Hangenden desselben abermals an einen sehr mächtigen, vorwaltend mergelig ausgebildeten Complex, bestehend aus einem Wechsel von dünngeschichteten, dunklen Mergelkalken und beinahe schwarzen schiefrigen Mergeln, welche mit den Gesteinen der unter dem Kieselkalke liegenden Berriasetage sehr viel Aehnlichkeit haben und nur eine Wiederholung derselben Facies sind.

Da diese Bildung viel leichter und rascher denudirt wird als der tiefere Kieselkalk, wird über dem Schroffen, den der letztere in der Regel bildet, das Gehänge immer sanfter und tritt ein wenig zurück, so dass unmittelbar über der Kieselkalkbank eine kleine Terrasse entsteht, die sich mitunter, z. B. am Nordabhang des Didams, stundenweit verfolgen lässt und einen fortlaufenden Wiesenstreifen trägt.

Die Grenze der oberen mergeligen Etage gegen den tieferen Kieselkalk ist überall sehr klar und scharf. Dagegen ist deren obere Hälfte in verschiedenen Profilen verschieden ausgebildet, in ähnlicher Art, wie wir dies in der Berriasetage gesehen haben. Wie in dieser sind es auch in dem oberen Mergelcomplexe wieder späthige, zum Theile oolithische, graue Kalke, welche in gewissen Profilen gar nicht oder nur untergeordnet, in anderen dagegen in grosser Mächtigkeit auftreten, so dass sie die obere Abtheilung der Mergelbildungen beinahe ganz verdrängen und ersetzen, und diese nur auf ganz untergeordnete, mitunter aber fossilreiche Einlagerungen reducirt sind.

In dem Profile südlich von der Canisfluh quer über den Hohen Glockner ist der mergelige Horizont über dem Kieselkalke bis 1000 Fuss mächtig und von unten bis hinauf sehr gleichförmig entwickelt. Ueber demselben lagert concordant unmittelbar Gaultsandstein.

Die mächtigen Kalke, die man in anderen Profilen des Vorarlberger Kreidegebietes zwischen den Mergelschiefern und dem Gaultgrünsandstein trifft, fehlen hier, wie schon v. Richthofen sehr richtig beobachtet hat, indem er bei der Beschreibung des Profiles zwischen Andelsbuch und Damüls sagt [1]): „Eine Eigenthümlichkeit zeigt das Kreidegebirge südlich der Canisfluh. Es fehlt nämlich hier der Caprotinenkalk in grosser Erstreckung. Im Fortstreichen tritt er erst westlich am Hohen Freschen und östlich am Hoch-Ifer wieder charakteristisch auf.“

Am Hohen Freschen ist die Kalkbildung noch verhältnissmässig sehr gering. Sie deckt wie eine Platte, auf welcher hie und da Reste der Gaultlage aufruhen, den sanftgeneigten Südhang des Berges, und ihr Schichtenkopf bildet am Nordabsturze eine sich durch ihre lichtere Färbung von der tieferen dunklen Mergelmasse schön abhebende Zinne, deren Mächtigkeit jedoch nur wenige Meter beträgt.

In dem Masse aber, als man sich nach Westen hin der Gegend von Feldkirch nähert, wird diese Kalkbildung allmälig mächtiger, wie man sich im Laternserthale, an dem Schroffen unterhalb Uebersachsen und an der Illschlucht bei Feldkirch Schritt für Schritt überzeugen kann. In der Illschlucht ist die Mächtigkeit schon gegen 50 Meter und nimmt, wenn man von da aus die Kalkbildungen am Ostrande der Rheinebene nach Norden verfolgt, immer mehr zu, so dass in der nördlichsten Welle, in dem Schroffen des Kuhberges beim Bade Haslach die Kalke schon gegen 150 Meter mächtig werden. Die gleiche Mächtigkeit behalten sie auch im nördlichen und östlichen Theile des hinteren Bregenzer Waldes, in dem Aufrisse zwischen Klausberg und Bezeck, am Winterstauden, den Gottesackerwänden und dem Hoch-Ifer. Erst wenn man vom Hoch-Ifer westlich sich abermals der Gegend südlich von der Canisfluh nähert, fangen die Kalke wieder an auszukeilen und am Didams ist das Verhältniss wieder ein ähnliches, wie auf der entgegengesetzten Seite am Hohen Freschen.

Man sieht also, dass in dem Masse, als man sich von der Gegend des Hohen Blanken und Hochglockner, wo die mergeligen Bildungen bis unter die Gaultdecke ausschliesslich herrschen und die Kalke fehlen, nach Osten, Westen oder Norden entfernt, die Kalkbildungen allmälig überhandnehmen und ihre grösste Entwickelung erreichen in einer Zone, die in weitem Bogen um das jurassische Gewölbe der Canisfluh zieht und durch die Punkte Götzis, Hohenems, Kuhberg, Klausberg, Bezeck, Winterstauden, Gottesacker, Hoch-Ifer bezeichnet wird.

Vergleicht man diese Thatsache mit dem, was oben über die Vertheilung der späthigen Kalke in der Berriasetage gesagt wurde, so ergibt sich das übereinstimmende Resultat, dass es wieder so ziemlich

---

[1]) v. Richthofen, Kalkalpen. Jahrb der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1862, XII, pag. 177.

dieselbe Gegend ist, in welcher die kalkigen Bildungen aussetzen, so dass der obere Mergelschieferhorizont, selbst abgesehen von seiner petrographischen Ausbildung, auch in dieser Richtung als eine getreue Copie der Berriasetage erscheint.

Wenn v. Richthofen sagt, dass in der Gegend südlich von der Canisfluh der Caprotinenkalk fehlt, so ist dies vollkommen richtig, wenn man diesen Namen als Bezeichnung für eine bestimmte Facies nimmt. Denn die kalkigen Bildungen, die man Caprotinenkalk heisst, fehlen hier in der That. Deshalb ist man aber noch kaum berechtigt, anzunehmen, dass während der Zeit, in welcher die mächtigen Urgonkalke zur Ablagerung gelangten, in dieser Gegend gar keine Ablagerungen vor sich gingen. Das allmälige Auskeilen der kalkigen Bildungen gegen die Gegend des Hochglockner hin und ihre schrittweise Vertretung durch die mergeligen macht gerade das Gegentheil sehr wahrscheinlich. Auch lässt der Umstand, dass die Gaultdecke über den mergeligen Bildungen ebenso concordant lagert, wie über den kalkigen, die Annahme einer Lücke in der Ablagerung kaum gerechtfertigt erscheinen.

Wie weiter unten ausführlicher besprochen werden soll, führen die Kalke eine Fauna, die sich nur mit der Urgonfauna des Juragebietes vergleichen lässt. Die Kalke gehören also, und zwar selbst da, wo sie sehr mächtig auftreten, ganz dem Urgon an. Es muss demnach auch das mergelige Glied, welches in der Gegend südlich von der Canisfluh die Kalke ersetzt, derselben Zeitperiode, also dem Urgon zugerechnet werden, und wir haben in der mächtigen mergeligen Abtheilung, welche in dem Profile südlich von der Canisfluh den Raum zwischen Kieselkalk und Gault ausfüllt, das Aequivalent nicht nur des Mittelneocom, sondern auch des Urgon zu sehen.

Freilich sind es vorläufig nur die Lagerungsverhältnisse, welche zu der eben besprochenen Auffassung zwingen. Fossilien sind in den oberen Partien des Mergelcomplexes sehr selten und dann in der Regel, da sie in Schwefelkies umgewandelt und zersetzt sind, unbestimmbar. Nur in den tieferen Lagen, welche dem Mittelneocom entsprechen, findet sich nicht selten *Echinospatagus cordiformis Breyn.*

Dieser Mangel an bestimmbaren Fossilresten im Vereine mit der gleichförmigen petrographischen Entwickelung der ganzen Masse macht es auch in jener Gegend, wo die Kalke fehlen, unmöglich, irgend eine scharfe Grenze zwischen der oberen Abtheilung, welche das Urgon repräsentirt und dem Aequivalente des Mittelneocom zu ziehen. Diese Grenze ist nur da scharf, wo die Urgonkalke normal mächtig entwickelt sind, also im nördlichen und östlichen Theile des Kreidegebietes.

Hier findet sich nämlich an der oberen Grenze des mergeligen Mittelneocom von der grossen Masse der Urgonkalke nur durch eine wenig mächtige Mergellage getrennt, eine sehr petrefaktenreiche glaukonitische Kalkbank, welche eine ausgesprochene Mittelneocomfauna führt, während die darüber folgende Urgonkalkmasse schon in ihren tiefsten Lagen die weiter unten zu besprechende Fauna des unteren Urgon von Bezeck enthält

Die glaukonitische Lage mit der Mittelneocomfauna ist nur etwas über einen Fuss mächtig und bildet den obersten Theil einer gegen 2 Meter starken Bank von sandigem Kalke am Fusse des Kuhbergschroffens beim Bade Haslach.

Die Fauna, welche diese Lage enthält, ist, abgesehen davon, dass sie die Grenze zwischen Mittelneocom und Urgon genau zu fixiren ermöglicht, auch dadurch von ganz besonderem Interesse, dass sie auf das Auffallendste übereinstimmt mit der Fauna des Mittelneocom von Saléve, wie sie von de Loriol beschrieben worden, also einer Fauna von ausgesprochen jurassischem Typus. Der Umstand, dass sich eine solche Fauna im Kreidegebiete von Vorarlberg, also mitten drinn in den Alpen und weit entfernt vom Jura findet, ist wohl sehr geeignet, die älteren Ansichten über die scharfe Abgrenzung des Verbreitungsgebietes der jurassischen und alpinen Faunen auf das gründlichste zu widerlegen.

Die Ausbildung der Kreide im Jura ist nur ein Specialfall, der sich in den Alpen an allen Stellen wiederholt, an denen die gleichen Lebens- und Ablagerungsbedingungen bestanden haben, wie im Jura. Wie in diesem erscheint auch in Vorarlberg das Lager der mittelneocomen Fauna im innigsten Nexus mit dem Urgon, denn die Bank, in der sich dieselbe findet, erscheint gewissermassen als der erste Vorposten der höheren mächtigen Urgonkalkmasse. Die Reste aus der glaukonitischen Lage sind verhältnissmässig gut erhalten, d. h. nie verdrückt und meist beschalt. Es konnten folgende Formen bestimmt werden:

**Belemnites pistilliformis Blain.*
* „ *bipartitus Blain.*
* „ *dilatatus Blain.*
**Nautilus pseudoelegans d'Orb.*
**Schloenbachia cultrata d'Orb.*
Lytoceras sequens nov. sp.
Phylloceras picturatum d'Orb.
Haploceras clypeiforme d'Orb.
* „ *ligatum d'Orb.*
* „ *Grasianum d'Orb.*
„ *cf. latidorsatum Mich.*
**Perisphinctes radiatus Brug.*
* „ *Leopoldinus d'Orb.*
**Olcostephanus Astierianus d'Orb.*
**Hoplites Castellanensis d'Ovb.*
* „ *vicarius nov. sp.*
Natica Hugardiana d'Orb.
**Pleurotomaria Lemani de Lor.*
„ *pseudoelegans Pict.*
* „ *Phidias d'Orb.*
* „ *Favrina de Lor.*
* „ *neocomiensis d'Orb.*
Pterocera pelagi d'Orb.
**Columbellina maxima de Lor.*
Aporrhais Emerici Pict. Camp.

Pseudomelania Germani Pict. Camp.
**Cardium subhillanum Leym.*
**Cyprina Marcousana de Lor.*
**Myoconcha Sabaudiana de Lor.*
Arca Robinaldina d'Orb.
„ *dubisiensis Pict. Camp.*
Avicula Cornueliana d'Orb.
Isoarca neocomiensis nov. sp.
Lima capillaris Pict. Camp.
* „ *pseudoproboscidea de Lor.*
**Janira neocomiensis d'Orb.*
**Pecten Cottaldinus d'Orb.*
* „ *Carteronianus d'Orb.*
**Mytilus Cuvieri Math.*
Hinnites Leymerii Desh.
**Spondylus Roemeri Desh.*
**Terebratula Salevensis de Lor.*
Waldheimia tamarindus Sow.
* „ *semistriata Defr.*
„ *hippopus Röm.*
Terebratulina sp.
**Terebratella oblonga d'Orb.*
**Rhynchonella multiformis Röm.*
Argiope sp.
**Cidaris punctatissima Ag.*
**Holectypus macropygus Des.*
Pyrina pygea Des.
* „ *incisa d'Orb.*
**Collyrites ovulum d'Orb.*
**Echinospatagus cordiformis Breyn.*

Von diesen 55 Arten stimmen die mit * bezeichneten, also nicht weniger als 35, mit Formen, die de Loriol aus dem mittleren Neocom von Saléve beschrieben hat. Auch von den übrigen 20 ist der grösste Theil aus mittelneocomen Ablagerungen des Jura bekannt.

Mit Ausnahme dieser reichen Grenzschichte sind die mittelneocomen Mergel sehr arm an Fossilien. Nur *Echinospatagus cordiformis Breyn* ist besonders in den tieferen Lagen ziemlich häufig. In den oberen Partien ist es eine circa 3 Fuss mächtige Bank, bestehend ausschliesslich aus Schalen einer breiten, wenig gekielten Varietät der *Ostrea Couloni*, die man nicht selten antrifft, so z. B. in dem Tobel unterhalb der Alpe Gsohl bei Hohenems, ferner in dem Aufrisse unterhalb der Alpe Stenn, östlich von Bezau, sowie weiter östlich im Höllbocktobel.

Urgon.

Die grosse Masse der Urgonkalke, deren Verhältniss zu den Mergelbildungen in dem vorhergehenden Abschnitte besprochen wurde, ist in der Regel grobspäthig, zum Theile oolithisch, stellenweise durch

sandige Beimengungen stark verunreinigt. Die letztere Ausbildungsweise lässt sich z. B. gut beobachten am Kuhberge, desgleichen auf dem Wege von Oberklien über die sogenannte Stiege nach der Emser Reutte, ferner auf dem Wege, der von Schuhtanaalp quer über den Bocksberg nach Ebnit führt u. m. a. O.

Die Kalke besitzen meist im frischen Bruche eine dunkelgraue Färbung und wittern in der Regel licht an. Doch gibt es sehr viele Stellen, wo die Kalke eine schöne rostgelbe Färbung annehmen, und in dieser Abänderung sehen sie dem *Pierre jaune* bei Neuchâtel vollkommen gleich. Eine der am leichtesten zugänglichen Stellen dieser Art findet sich am Fusse des Klausberges, südlich von Schwarzenberg, am linken Abhange des Querbruches, durch welchen die Ache aus dem hinteren Bregenzer Walde heraustritt.

Nur die oberste Partie der Urgonkalke von etwa 20 Meter Mächtigkeit, die sich überdies nur in jener Zone vertreten findet, in welcher die Kalke ihre grösste Entwickelung erlangen, weicht in petrographischer Beziehung stark von der tieferen, grossen Masse der Urgonkalke ab. Sie besteht aus massigen Bänken eines sehr reinen, im frischen Bruche dunkelgrauen, meist dichten Kalkes, der besonders am Rheine vielfach zu technischen Zwecken gebrochen wird, so bei Unterklien, bei Hohenems, bei Götzis u. s. w.

Dieser oberste Complex von dichtem, reinem Kalke bildet allein das Lager von Caprotinen, die z. B. in den Brüchen bei Unterklien und bei Götzis in erstaunlicher Menge auftreten.

In der grossen Masse der tieferen grobspäthigen Kalke von über 100 Meter Mächtigkeit, welche sich im Liegenden der dichten Kalke finden, trifft man keine Rudisten, sondern nur meist zertrümmerte und abgerollte Reste einer Pygmäenfauna, bestehend vorwaltend aus Bryozoën und Brachiopoden, kleinen Pelecypoden und Gasteropoden, welche mit der Fauna des unteren Urgon im Jura gut übereinstimmt.

Der Name Caprotinenkalk, den man in der Ostschweiz sich gewöhnt hat, auf den ganzen Complex der Urgonkalke anzuwenden, passt sonach nur auf die oberste, auch petrographisch abweichende Abtheilung derselben. Denn nur diese führt Caprotinen, oder vielmehr, nach der generischen Bestimmung Pictet's, Requienien.

Man kann also in Vorarlberg sehr gut unterscheiden ein mächtiges unteres Urgon und ein oberes Urgon oder eigentlichen Rudistenkalk von geringerer Mächtigkeit.

In den unteren Urgonkalken finden sich hie und da gering mächtige Einlagerungen von Mergeln, die gewissermassen als die letzten Ausläufer des mergeligen Aequivalentes der Urgonkalke im südlichen Theile des Kreidegebietes zwischen die grossen Massen der Kalke hinein vorgreifen. Manche von diesen Mergellagen sind petrefaktenreich, andere dagegen, wie z. B. eine Mergelbank, welche man auf dem alten Wege von Andelsbuch nach Bezau zweimal kreuzt, vollständig leer.

Besonders reich ist eine solche Mergelkank, welche bei Unterklien der obersten Partie der unteren Urgonkalke eingeschaltet ist. Dieselbe ist dicht erfüllt von Schalen einer für das mittlere Neocom sowohl, als das untere Urgon sehr charakteristischen Austernart, der *Ostrea rectangularis Röm.* Zwischen den Austernschalen finden sich

aber auch viele Reste von Pelecypoden, Brachiopoden, Echiniden und Bryozoën eingebettet. Es haben sich von dort folgende Arten bestimmen lassen:

Venus obesa d'Orb.
Lima Tombeckiana d'Orb.
„ *Royeriana d'Orb.*
„ *Orbignyana Math.*
Pecten Robinaldinus d'Orb.
Ostrea rectangularis Röm.
„ *Minos Coqd.*
Terebratula acuta Quenst.
„ *Russillensis de Lor.*
„ *Essertensis Pict.*
Waldheimia tamarindus Sow.
Rhynchonella lata d'Orb.
„ *irregularis Pict.*
Echinospatagus Ricordeanus Cott.
Phyllobrissus neocomiensis Des.
Botriopygus Campicheanus d'Orb.
Reptomulticava tuberosa d'Orb.
„ *micropora d'Orb.*
Radiopora heteropora d'Orb.
Berenicea polystoma Röm.
Siphonocaelia neocomiensis de From.

Diese Fauna ist so wie die oben angeführte tiefere Mittelneocomfauna wieder eine von ausgesprochen jurassischem Typus. Eine grössere Anzahl der citirten Arten sind aus dem mittleren Neocom und unteren Urgon zugleich, einige davon hingegen nur aus dem unteren Urgon allein bekannt, wie *Lima Orbignyana*, *Ter. Essertensis*, *Rhynch. lata* und *irregularis*, *Echinosp. Ricordeanus*, *Botriopygus Campicheanus*.

Diesem vorwiegenden Urgoncharakter der Fauna entspricht sehr gut die Lagerung, in welcher wir die Austernbank von Klien finden, nämlich im oberen Theile der unteren Urgonkalke, von der Rudistenabtheilung nur durch einige wenige Bänke spāthigen Kalkes getrennt. Diese Lagerung scheint Herr v. Richthofen weniger berücksichtigt zu haben, da er, wahrscheinlich veranlasst durch den Umstand, dass einige der angeführten Formen zugleich im jurassischen Mittelneocom vorkommen, die Fauna aus der Austernbank von Klien als für das Vorarlberger Mittelneocom charakteristisch anführt (p. 170, Jahrb. XII.), wie er denn überhaupt den ganzen Kalkcomplex des unteren Urgon noch zum Mittelneocom zu ziehen scheint, da er auch die petrefaktenreichen Kalke am Bezeck als mittelneocom bezeichnet und seinem Spatangenkalke zuzählt. Diese Auffassung v. Richthofen's entspricht eben dem damaligen Stande der Kenntnisse über die Kreideablagerungen im Jura, denn die Untersuchungen Loriol's und Gilliéron's bei Landeron, welche das untere Urgon vom Mittelneocom unterscheiden lehrten, stammen aus einer späteren Zeit (1869) als die Arbeit v. Richthofen's (1862).

Eine ähnliche petrefaktenreiche, mergelige Einlagerung wie auf dem Abhange bei Unterklien, und zwar soziemlich in derselben Position, nämlich dem obersten Theile der unteren spätbigen Urgonkalke eingelagert, findet sich nördlich von Schönebach, an der Nordseite des Sack, eines Vorsprunges, der das Thal des Subersbaches gegen die Mulde von Schönebach absperrt und über welchen der Weg von Schönebach nach Sibratsgefäll führt.

Die hier gesammelten Reste gehören folgenden Arten an:

Janira atava d'Orb.
Ostrea tuberculifera Coqd.
Spondylus Römeri Desh.
Waldheimia tamarindus Sow.
Terebratula Essertensis Pict.
„ *Russillensis de Lor.*
Rhynchonella irregularis Pict.
„ *lata d'Orb.*
Cidaris malum A. Gras.

Die festen Partieen der unteren Urgonkalke selbst sind wohl in ihrer ganzen Mächtigkeit fossilführend und enthalten überall dieselbe Pygmäenfauna. Doch lässt sich nur an wenigen besonders günstigen Stellen, wo die Verwitterung sehr weit vorgeschritten ist, und der Grus wegen der flachen Lagerung nicht durch die Rieselwässer entfernt wird, eine grössere Anzahl bestimmbarer Formen sammeln. Aus frischen Stücken kann man mit Ausnahme der Brachiopoden kaum etwas Bestimmbares erhalten. In der Regel sind es die Schichtflächen der einzelnen Bänke, welche mit kleinen Gasteropoden und Zweischalern ganz bedeckt sind. Die hier angeführte Fauna stammt von einer der günstigsten Stellen auf der Höhe des Sattels zwischen Bezau und Andelsbuch. Dieselbe wurde aus den höheren Partieen der unteren Urgonkalke von Prof. Zittel gesammelt, welcher mir dieselbe freundlichst zur Bestimmung überliess. Ueberall aber, wo die Aufrisse tief genug gehen, kann man sich überzeugen, dass auch die tiefsten Lagen der Urgonkalke dieselbe Fauna enthalten. Es fanden sich folgende Arten:

Nerinea Essertensis Pict. et Camp.
Cylindrites cretaceus nov. sp.
Ceritella urgonensis nov. sp.
Eulima albensis d'Orb.
Cerithium Zitteli nov. sp,
Turritella laevigata Leym.
Trochus Morteauensis Pict. et Camp.
„ *Zollikoferi Pict. et Camp.*
„ *cf. Chavannesi Pict. et Camp.*
Nerita bicostata nov, sp.
Astarte elongata d'Orb.
Trigonia ornata d'Orb.
Cardita quadrata d'Orb.
Opis neocomiensis d'Orb.

Opis inornata nov. sp.
Arca Carteroni d'Orb.
„ *Cornueliana d'Orb.*
Pectunculus Marullensis Leym.
Lima Essertensis de Lor.
„ *Orbignyana Math.*
„ *Tombeckiana d'Orb.*
„ *Russillensis Pict. et Camp.*
Pecten Robinaldinus d'Orb.
„ *cf. Arzierensis de Lor.*
Janira atava Röm.
Ostrea tuberculifera Coqd.
„ *rectangularis Röm.*
Lithodomus amygdaloides d'Orb.
Terebratula Russillensis de Lor.
Waldheimia tamarindus Sow.
Rhynchonella lata d'Orb.
Cidaris muricata Röm.
Pentacrinus neocomiensis Des.

Sämmtliche hier angeführte Arten finden sich, sofern sie nicht neu sind, aus jurassischen Urgonablagerungen citirt und haben zum grösseren Theile in diesem ihr Hauptverbreitungsgebiet. Zwei der neuen Formen sind besonders dadurch von grossem Interesse, als sie Gattungen angehören, welche man bisher nur aus englischen Juraablagerungen kannte. Dieselben gehören aber gerade zu den häufigsten Formen der unteren Urgonkalke und scheinen auch in den Schweizer Alpen in Kalken von gleicher Facies vorzukommen.

Die Fauna des oberen Urgon oder des dichten Rudistenkalkes ist verhältnissmässig sehr artenarm. Es haben sich bisher nur folgende Arten gefunden:

Requienia ammonia Math.
„ *gryphoïdes Math.*
Monopleura trilobata d'Orb.
Sphaerulites Blumenbachi Suder. sp.
Rhynchonella irregularis Pict.

Von diesen fünf Arten ist *Requienia ammonia* die gemeinste.

Die Verbreitung der Urgonkalke wurde bereits in dem vorhergehenden Abschnitte besprochen. Ihre stärkste Entwickelung erlangen dieselben in einer Zone, die in weitem Bogen die Nordseite des jurassischen Kuppelgewölbes begleitet. In dem Masse, als man sich der Gegend des Hochglockner, also der Gegend unmittelbar südlich von der höchsten Erhebung des Juragewölbes, nähert, keilen die Kalke aus und werden durch mergelige Bildungen ersetzt, die in ihrer petrographischen Ausbildung mit dem tieferen Aequivalente des Mittelneocom vollkommen übereinstimmen und ohne scharfe Grenze in dasselbe übergehen.

Die Urgonkalke bilden im nördlichen und östlichen Theile des Kreidegebietes das landschaftlich hervorragendste Glied der ganzen

Kreideserie und treten immer in steilen, kahlen, sich wie lichte Bänder oft stundenweit an den Abhängen hinziehenden Terrassen zu Tage. Da wo sie ohne Bedeckung durch jüngere Schichten in flacher Lagerung sich finden, bilden sie wilde Karrenfelder, wie z. B. am Gottesacker.

Aptien.

Am Rheine, speciell an dem Abhange bei Klien, schliessen die dichten Rudistenkalke nach oben mit einer etwa 1 Meter mächtigen Lage von breccienartigem Aussehen ab. Dieselbe besteht aus scharfkantigen Kalkbrocken, die durch ein sandiges Bindemittel wieder fest zusammengekittet sind. Die Möglichkeit der Bildung einer solchen Bank beweist wohl zur Genüge, dass wir es in den Kalken des Urgon in der That mit einer Seichtwasserbildung zu thun haben. Ueber der Breccienbank folgt unmittelbar Gault, dessen Grenze gegen das Urgon im nordwestlichen Theile des Kreidegebietes eine sehr scharfe ist.

Weiter östlich im Bregenzer Walde entwickelt sich aus dem dichten Rudistenkalke nach der oberen Grenze hin ein grobkörniger, späthiger, zum Theile oolithischer Kalk von ganz demselben Aussehen und mit einer ähnlichen Pygmäenfauna wie die unteren Urgonkalke, gewissermassen ein Wiedererscheinen derselben Facies nach der Unterbrechung durch den dichten Rudistenkalk. Leider hat sich bisher keine Stelle gefunden, wo diese Bildung, ähnlich wie die unteren Urgonkalke am Bezeck, so weit zersetzt wäre, dass man eine genügende Anzahl von bestimmbaren Resten aus derselben erhalten könnte. Nur ein charakteristisches Fossil, das man in den unteren Urgonkalken niemals findet, tritt in dieser obersten Urgonabtheilung in grosser Menge auf, nämlich *Orbitulina lenticularis d'Orb.*

An Stellen, wo man die obere Grenze dieser in der Regel nur wenig mächtigen Bildung gegen den überlagernden Gaultsandstein beobachten kann, wie z. B. in dem Steinbruche südlich von Bezau über dem sogenannten Bühl, sieht man einen allmäligen Uebergang, indem der Kalk durch Aufnahme von sandigen Bestandtheilen successive von der Sandsteinbildung verdrängt wird. Die Grenze ist also hier nicht so scharf wie am Rheine, wo sie durch die Breccienbank genau bezeichnet wird und die späthigen Kalke fehlen.

Im südlichen Theile des Kreidegebietes, wo, wie wir gesehen haben, die Urgonkalke nicht vorhanden sind, fehlt selbstverständlich auch die eben besprochene Bildung und die dunklen Mergel, welche an Stelle der Urgonkalke auftreten, halten bis unter die Gaultdecke gleichmässig an.

Die grobspäthige Kalklage, welche im nordöstlichen Theile des Kreidegebietes über dem Rudistenkalke aufruht, könnte man wegen des häufigen Vorkommens der Orbitulina lenticularis d'Orb. als ein Aequivalent des d'Orbigny'schen Aptien auffassen, wie dies von Prof. Gümbel auch geschehen ist (Bayr. Alp. pag. 529). Allein der Zusammenhang dieser Kalke mit dem Urgon sowohl in petrographischer als auch wegen seiner Pygmäenfauna in faunistischer Beziehung ist ein so inniger, dass eine Trennung beinahe unnatürlich erscheinen muss.

Das Aptien in der Form, wie es sich z. B. im Juragebiete, in einzelnen Theilen des südöstlichen Frankreich, in den Pyrenäen auch im anglogallischen Becken als selbstständige Etage über dem Urgon ausgebildet zeigt, findet sich nachgewiesener Massen an sehr vielen Punkten der Nordalpen überhaupt nicht, sondern ist hier in den meisten bisher beschriebenen Fällen, und zwar je nach der Gegend verschieden, nur gleichsam angedeutet. Dabei vertheilen sich die Fossilien, welche man gewöhnlich als charakteristische Aptfossilien ansieht, theils auf gewisse Abtheilungen des oberen Urgon, theils aber auch, wie wir im folgenden Abschnitte sehen werden, auf die tiefsten Lagen des Gault, in denen sie sich mit anderen typischen Gaultfossilien zusammen finden.

Am häufigsten, an den bisher eingehender untersuchten Punkten der Ostschweizer Alpen beinahe Regel, ist der Fall, dass der Rudistenkalk, also die obere Abtheilung des Urgon, durch eine mergelige Lage mit Orbitulina lenticularis und anderen Aptfossilien in ein tieferes und ein oberes Lager getrennt ist, das Aptienglied also mitten zwischen die Rudistenkalke eingeschoben erscheint. So in der Gegend des Vierwaldstätter Sees [1]), ebenso auch im Sentis [2]), wo die Verhältnisse des Urgon ganz ähnlich sind denen in der Gegend von Grénoble [3]). In Vorarlberg hat sich dieser Fall bisher noch an keiner Stelle gefunden, wiewohl er in der unmittelbaren Fortsetzung des Sentis zu erwarten wäre.

Ein zweiter Fall ist der, wo wir über der ganzen Masse des Rudistenkalkes eine spāthige Kalkbildung finden, wie sie eben aus Vorarlberg geschildert wurde, oder wie man sie auf Wannenalp und auf den Churfirsten trifft. An den letztgenannten Orten enthält sie einige Aptfossilien, ist dabei aber petrographisch auf das Innigste mit dem oberen Urgon verbunden, gerade wie in Vorarlberg.

Endlich enthalten die untersten Lagen des alpinen Gault neben echten Gaultarten eine grössere Anzahl von Formen, die als für das Aptien charakteristisch angesehen werden. Einen solchen Fall werden wir weiter unten aus Vorarlberg kennen lernen. Ein anderer scheint in den Savoyer Alpen vorzuliegen, wo Herr E. Favre ein Aptien ausscheidet, das petrographisch auf das Innigste mit dem Gault zusammenhängt und auch in der Fauna sich demselben sehr nähert, denn von den sieben Formen, die Herr E. Favre [4]) aus dem Aptien von Goudinière citirt, sind vier im Gault häufig, und zwei eigentlich nicht für das Aptien, sondern für das Urgon charakteristisch. Die drei angeführten Fälle scheinen einander nicht auszuschliessen, sondern könnten im selben Profile vertreten sein. In denselben erscheint das Aptien als integrirender Bestandtheil theils des oberen Urgon, theils des tiefsten Gault, aber nicht als eine selbstständige Etage zwischen diesen beiden ausgebildet, und man würde ein unrichtiges Bild der stratigraphischen Verhältnisse geben, wenn man, nur um dem herge-

---

[1]) Kaufmann, Pilatus, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. V, 1867, pag. 78.

[2]) Escher, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. XIII, 1878, pag. 22.

[3]) Lory, Carte géol. de la Dauphiné. Bull. soc. géol. Fr. 1857—1858, p. 33.

[4]) E. Favre. Archives Bibl. univ. XXII, 1865, pag. 194.

brachten Etagenschema gerecht zu werden, eine solche ausscheiden wollte.

Die Bezeichnung Aptien stammt bekanntlich von d'Orbigny, welcher unter derselben zunächst die Thone mit *Plicatula placunea* des Seinebeckens und die sogenannten Gargasmergel in der Gegend von Apt im südöstlichen Frankreich begriff, natürlich in der festen Ueberzeugung, dass sich diese Bildung überall, wo die Kreideserie vollständig entwickelt ist, wiederfinden müsse, und weit davon entfernt zu glauben, dass diese Bildungen nur local entwickelt sein könnten. Erst Lory hat in seiner classischen Arbeit über die Dauphiné das wahre Verhältniss der Aptmergel zu den angrenzenden Etagen des Urgon und des Gault klargelegt. Derselbe sagt von den Aptmergeln [1]):

„Cet étage (marnes aptiennes) manque dans le département de l'Isère, mais il est très développé dans les parties méridionales de la Drôme et les parties occidentales des Hautes-Alpes. Il semble se développer surtout là, où l'étage neocomien superieur (urgonien) tend à s'effacer ou disparaît complètement."

Gleich darauf sagt derselbe von der Gaultetage: „La répartition de cet étage est précisément invers de celle du précédent (aptien); il paraît exister constamment dans le montagnes crétacées du département de l'Isère, dans celles du Vercors et du Royans (Drôme); mais il manque dans toutes les autres régions crétacées, où, au contraire, les marnes aptiennes existent."

Es ist wohl selbstverständlich, dass es zwischen den beiden Extremen Uebergänge gibt, d. h. Gegenden, in denen die Aptmergel wohl vorhanden, jedoch nicht so stark entwickelt sind, um die für die beiden angrenzenden Horizonte des Urgon und Gault charakteristischen Bildungen ganz zu verdrängen, wie z. B. in der Perte du Rhône und im Jura.

In der Literatur über nordalpine Kreide stehen die so interessanten Beobachtungen des Herrn Lory über die Ersetzung der Urgonkalke und zum Theile der Gaultbildungen durch die Aptmergel bisher vereinzelt da, und die bisher angeführten Vorkommen von Aptienbildungen in der nordalpinen Kreidezone entsprechen den drei oben angeführten Fällen, zumal demjenigen, wo das Aptien durch eine zwischen die oberen Urgonkalke eingeschaltete Lage mit Orbitulinen angezeigt ist.

Auch in Vorarlberg ist das Aptien innerhalb der oben näher beschriebenen Zone, in welcher die Urgonkalke ihre stärkste Entwickelung finden, nur rudimentär entwickelt. Dagegen liegt hier auch der interessante Fall vor, dass die Urgonkalke in der Gegend südlich von der Jurainsel ersetzt werden durch Bildungen von vorwiegend mergeliger Natur, die den Aptmergeln der Provence petrographisch sehr ähnlich sehen, und auf denen unmittelbar die nur schwach entwickelte Gaultlage aufliegt.

In diesen Mergeln hat sich in der Gegend von Laterns ein freilich vorläufig nur vereinzeltes Exemplar eines *Nautilus Neckerianus*,

---

[1]) Lory, Carte géol. de la Dauphiné. Bull. soc. géol. Fr. 1857—1858, p. 34.

also einer echten Aptform, gefunden, so dass die aus rein stratigraphischen Gründen geschöpfte Vermuthung, die obersten Lagen des höheren Mergelhorizontes, welche die Urgonkalke ersetzen, seien das, was man anderwärts Aptien genannt, ihre Bestätigung zu finden, und sonach das Aequivalent der Urgonkalke hier in der Aptfacies entwickelt zu sein scheint. Weitere Funde und eingehendere Untersuchungen dürften dieses interessante Verhältniss noch besser klären.

Gault.

Ueber den Urgonkalken folgt überall deutlich entwickelt, jedoch in Mächtigkeit und petrographischer Ausbildung an verschiedenen Stellen verschieden, die Gaultlage. Am Kliener Abhang beginnt dieselbe über der oben angeführten Breccienbank, welche den Abschluss des oberen Urgon bildet, mit einer etwa 2 Meter starken, sandigen Mergelschieferlage, die sehr reich an Glaukonitkörnern ist und an ihrer unteren Grenze Versteinerungen führt. Darüber (in Wirklichkeit freilich bei der inversen Schichtfolge am Kliener Abhange darunter) folgt eine circa 15 Meter mächtige, massige Bank eines dichten bis feinkörnigen, etwas kalkhältigen, dunkelgrünen Sandsteins, der mit gewissen Abänderungen des schweizerischen Kieselkalkes sehr viel Aehnlichkeit hat und in der gleichen Weise wie dieser in vielen Brüchen zu Pflastersteinen verarbeitet wird. Die massige Sandsteinbank ist fast fossilleer, nur hie und da finden sich in derselben kleine Nester von *Inoceramus concentricus Park.*

Ueber der massigen Bank folgt als Abschluss der Gaultlage nach oben, also die Grenzschichte gegen den Seewerkalk bildend, eine circa 1 Meter mächtige Bank von in der Regel etwas mehr lockerem Gefüge, die voll ist von organischen Resten der typischen Gaultfauna, wie sie Pictet aus den Grés verts der Umgebung von Genf beschrieben. Diese Bank scheint in der ganzen oben besprochenen Zone, in der die Urgonkalke ihre stärkste Entwickelung finden, vorhanden zu sein und lässt sich hier mit grosser Sicherheit überall an der Grenze des Gault gegen den Seewerkalk wiederfinden.

Weiter östlich im Bregenzer Walde zeigt die Gaultlage einige Abweichungen. Zunächst fehlt hier die untere sandige Mergellage, und zwar gerade in jener Gegend, wo wir über der Rudistenlage des Urgon die grobspäthigen Kalke entwickelt finden. Aus diesen entwickelt sich unmittelbar, ohne besonders scharfe Grenze, der massige Gaultsandstein. Dieser selbst zeigt sich wohl grossentheils mit denselben Eigenschaften wie am Rheine, doch finden sich Stellen, wo er eine Menge Knauer eines lichten dichten Kalkes enthält, wie z. B. an dem Abhange beim Bade Reutte. An anderen Stellen wird er weniger massig, zeigt eine deutliche Schichtung bis Schieferung und führt dann eine Menge von schlecht erhaltenen Pflanzenresten, wie z. B. am Südabhange des Bayenberges. Die Pflanzenreste dürften dasselbe sein, was Escher *Chondrites Gemschi* genannt hat. Die petrefaktenreiche Bank an der oberen Grenze findet sich auch im Bregenzer Walde mit ganz denselben Eigenschaften wie am Rheine und tritt besonders in der Umgebung von Bezau und von da weiter nach Osten in der Winter-

staudenwelle an sehr vielen Punkten und mit grossem Reichthum an Fossilresten zu Tage.

Etwas abweichend ausgebildet und verhältnissmässig geringer entwickelt ist der Gault in dem südlichen Theile des Kreidegebietes, d. h. auf der Südabdachung der Höhen zwischen Hoch-Ifer und Hoch-Freschen. Hier ist es in der Regel ein lichtgefärbter, quarzitischer Sandstein von geringer Mächtigkeit, der stellenweise, wie z. B. am Didams, sehr fest, quarzitähnlich wird. Stellen mit der typischen dunkelgrünen Färbung, welche der Gault gewöhnlich zeigt, sind in dieser Region, in welcher, wie wir oben gesehen, auch die tieferen Etagen eine abweichende Ausbildung zeigen, sehr selten, und es finden sich auch niemals, weder an der oberen noch an der unteren Grenze der Gaultlage die fossilführenden Lagen.

Sehr petrefaktenreich und in die drei oben angeführten Glieder, von denen das mittlere die Hauptmasse ausmacht, deutlich geschieden ist der Gault nur in der Zone der stärksten Entwickelung der Urgonkalke.

Unter den Fossilien aus der unteren sandig-mergeligen Abtheilung, welche im westlichen Theile des Kreidegebietes die Grenze gegen den Urgonkalk bildet, befinden sich, wie bereits erwähnt, auch solche, die für das Aptien als charakteristisch angesehen werden. Es haben sich von einer Suite, die theils vom Margarethenkapf bei Feldkirch, theils vom Kliener Abhang aus dem untersten Gault stammen, folgende Formen bestimmen lassen:

Lytoceras Timotheanum Pict.
Haploceras Mayorianum d'Orb.
**Acanthoceras Martinii d'Orb.*
* „ *Milletianum d'Orb.*
Natica Favrina Pict.
Solarium Tingrianum Pict.
Isoarca Agassizi Pict.
Inoceramus concentricus Park.
**Terebratula Dutempleana d'Orb.*
„ *sp.*
Waldheimia pseudomagas nov. sp.
**Rhynchonella Gibbsiana Davids.*
Discoidea rotula Agass.
Catopygus cylindricus Desor.
Holaster laevis Agass.
**Heteraster oblongus d'Orb.*

Hievon sind die mit * bezeichneten Aptformen.

Escher und v. Richthofen kannten aus dem Vorarlberger Gault nur einzelne Formen dieser unteren Fauna. Arten, welche in der oberen Grenzschichte häufig sind, finden sich dagegen von Escher und Prof. Gümbel nur vom Grünten citirt. Aus Vorarlberg ist die Fauna der oberen Grenzschichte erst 1868 durch Prof. Zittel[1]) bekannt geworden, welcher nach Bestimmungen des Hrn. v. Willemoes-Suhm folgende Arten aus der Umgebung von Bezau anführt:

[1]) Zittel, Verh. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1868, pag. 3.

Belemnites minimus List.
„ *semicanaliculatus Blain.*
Hamites attenuatus Sow.
„ *cf. virgulatus Brongt.*
„ *sp.*
Turrilites sp.
Baculites Gaudini Pict. et Camp.
Phylloceras subalpinum d'Orb.
Haploceras Beudanti Brongt.
„ *cf. Parandieri d'Orb.*
„ *latidorsatum Mich.*
„ *Mayorianum d'Orb.*
„ *Celestini Pict. et Camp.*
Hoplites Milletianus d'Orb.
„ *mammilaris Schlth.*
„ *splendens Sow.*
„ *Lyelli Leym.*
„ *tardefurcatus Leym.*
„ *regularis Brongt.*
Schloenbachia inflata Sow.
Nautilus Neckerianus Pict. et Camp.
„ *Clementinus d'Orb.*
Pleurotomaria turbinoides d'Orb.
„ *cf. Rhodani Pict.*
„ *Cassisiana d'Orb.*
„ *formosa Leym.*
„ *gurgitis d'Orb.*
Turritella sp.
Pterocera cf. marginata d'Orb.
Avellana incrassata d'Orb.
Solarium conoideum Fitt.
Straparolus nov. sp. (cf. Solar. margaritanum d'Orb.)
Turbo Fleurisianus d'Orb.
Dentalium Rhodani Pict. et R.
Fimbria cf. striata d'Orb.
Arca cottaldina d'Orb.
Isoarca sp.
Pecten Raulinianus d'Orb.
Lima sp.
Inoceramus sulcatus Sow.
„ *concentricus Park.*
„ *Coquandi d'Orb.*
Plicatula radiola Lamk.
Ostrea canaliculata Sow.
Terebratula Dutempleana d'Orb.
„ *disparilis d'Orb.*
„ *cf. biplicata Sow.*
Rhynchonella sp.
Trochocyathus conulus Edw.

Zu diesen 50 Arten lassen sich nach dem mir vorliegenden Materiale noch folgende Formen hinzufügen:

Crioceras Astierianum d'Orb.
Lytoceras nov. sp.
Phylloceras Velledae d'Orb.
Schloenbachia cristata d'Orb.
„ *Bouchardiana Sow.*
„ *varicosa Sow.*
Hoplites Deshaysi d'Orb.
„ *Deluci Brong.*
Solarium Martinianum d'Orb.
„ *granosum d'Orb.*
Trochus Gessneri Pict. et Camp.
Turbo Coquandi Pict. et Camp.
Isoarca Agassizi Pict. et R.
Cardium alpinum Pict. et R.
Plicatula gurgitis Pict.
Arca nana d'Orb.
Terebratula depressa Lamk.
Holaster subglobosus Agass.

Der Gault füllt mit den höher folgenden Seewerbildungen die vielen Synklinalthäler und zieht sich meist auf den flach geneigten Südabhängen der Wellen lappenförmig hinauf. An der in der Regel überstürzten Nordseite der Wellen ist er gewöhnlich verdeckt und nur an Querrissen entblösst, ist aber da auffallender Weise immer mächtiger als an dem entgegengesetzten flachen Südhange.

Das An- und Abschwellen der Gaultlage ist übrigens eine Erscheinung, die in dem ganzen Kreidezuge der Nordalpen, von Savoyen bis nach Vorarlberg, sich wiederholt und im innigsten Nexus mit den tektonischen Verhältnissen zu stehen scheint. Die Gaultlage findet sich in der Regel in der Tiefe der Synklinalen und fehlt sehr häufig, wie z. B. an manchen Punkten in Savoyen, in der Gegend des Vierwaldstättersees und im Justisthale auf der Höhe der Antiklinalen, wo wir über dem Urgon sehr häufig unmittelbar eocäne Bildungen treffen. Die vorhandene Lücke lässt nur eine doppelte Art der Erklärung zu. Entweder war der Gault an diesen Stellen gar nicht zur Ablagerung gekommen, oder er wurde schon vor der Eocänzeit denudirt. In beiden Fällen müssen die Punkte, an denen er fehlt, über das Niveau des Meeres geragt haben, welches, da man in der nächst angrenzenden Synklinale die Gaultbildung wieder trifft, diese erfüllt haben muss. Die wichtigste Folgerung, die sich hieraus ergibt, ist wohl die, dass schon zu Ende der Urgonzeit die Tektonik des Bodens eine dem heutigen Bestande entsprechende gewesen sein muss, und sich die heutigen tektonischen Verhältnisse von den damaligen nicht in der Anlage, sondern nur durch den Grad oder die Intensität der Faltung unterscheiden, die seither continuirlich fortgeschritten ist. Der Untergrund des Gaultmeeres war also nicht eben, sondern gewellt, und eine unmittelbare Folge dieses Umstandes sind die Differenzen, die der

Gault von einer Stelle zur anderen in Bezug auf Structur und petrographischer Beschaffenheit sowohl als Mächtigkeit bietet.

Das, was hier vom Gault nur flüchtig angedeutet wurde, scheint auch hinsichtlich vieler anderen Bildungen Geltung zu haben und dürfte in der Folge ein wichtiger Gegenstand des stratigraphischen Studiums werden.

Seewer.

Unmittelbar über der fossilreichen Lage, welche die Gaultbildung nach oben abschliesst, folgt im ganzen Kreidegebiete ein in seiner Mächtigkeit wenig constanter, meist lichtgrauer, dichter Kalk von splitterigem Bruche und dünner Schichtung, der mit dem typischen Seewerkalke, wie er bei Seewen in der Schweiz gebrochen wird, petrographisch sehr gut übereinstimmt. Nur in der Structur ist ein kleiner Unterschied insofern, als der Seewerkalk in Vorarlberg gewöhnlich reiner ist, d. h. nicht von so vielen dünnen, welligen Thonlagen durchsetzt, als der Kalk bei Seewen.

Am stärksten ausgebildet in Vorarlberg ist der Seewerkalk im nordwestlichen Theile des Kreidegebietes, speciell am Abhange zwischen Unterklien und Bad Haslach, ferner in der Felsstufe, welche südlich von Hohenems unmittelbar aus den Alluvionen des Rheinthales auftaucht, dessgleichen auf der Höhe der Bocksberg-Schönemannwelle, wo dessen Schichtkopf in ruhiger Lagerung über dem Gault erscheint. Immerhin erlangt er aber auch da nicht jene bedeutende Mächtigkeit, welche er an manchen Stellen in der Ostschweiz, speciell z. B. auf den Churfirsten zeigt. Im Bregenzer Walde und ebenso im südlichen Theile des Kreidegebietes, zumal in der oft besprochenen Gegend im Süden der Jurainsel tritt die kalkige Bildung stark zurück und wird durch Mergelschiefer grossentheils ersetzt, die sich aus der immerhin vorhandenen, dünnen Kalklage durch allmälige Uebergänge entwickeln. Diese Schiefer sind in ihrer unteren Partie hell gefärbt und sehr kalkreich, nehmen aber nach oben immer mehr an Thongehalt zu, womit auch die Färbung nach und nach eine dunklere wird. Durch Aufnahme von sandigen Bestandtheilen werden die Schiefer nach oben immer rauher und fester und gehen so in einen Complex von Sandschiefern über, der den Uebergang zum Flysch bildet. Dies gilt insbesondere für den Abfall des Kreidegebietes gegen die regelmässig auflagernde südliche Flyschzone, wo also aus den Schiefern der Seewergruppe sich durch den Sandsteinschiefer unmittelbar der Flysch entwickelt, ohne dass die in der Regel als selbstständiges Glied aufgefasste Nummulitenetage vertreten wäre. Diese ist nur hie und da, z. B. am Südfusse des Hohen Freschen, bei der Alm Garnitzen, angedeutet in einer dünnen sandigen Kalkbank mit Nummuliten, die an der Grenze der Seewermergel gegen den Sandsteinschieferhorizont auftritt.

Im nordwestlichen Theile des Kreidegebietes, da, wo die kalkige Ausbildung der Seewergruppe vorwiegt, ist dagegen die Nummulitenabtheilung über den Seewermergeln gut entwickelt, daher die Grenze zwischen Kreide und Eocän scharf ausgesprochen.

An organischen Resten sind die Seewerbildungen äusserst arm, sowohl die Kalke als auch die Schiefer. In den tiefsten Lagen der ersteren fand sich bei Hohenems ein ziemlich gut erhaltenes Exemplar eines *Acanthoceras Mantelli Sow.*, dagegen haben die Schiefer bisher nur unbestimmbare Bruchstücke von Inoceramen geliefert.

Im benachbarten Sentis ist es den langjährigen Bemühungen Herrn Escher's[1]) gelungen, eine grössere Anzahl von Formen in den Seewerbildungen aufzufinden, und zwar in der unteren, kalkigen Abtheilung:

Holaster laevis Ag.
„ *subglobosus Ag.*
„ *suborbicularis Ag.*
Discoidea cylindrica Ag.
Pleurotomaria Mailleana d'Orb.
Acanthoceras Mantelli Sow.
„ *Rhotomagensis Brongt.*
Schloenbachia varians Park.
Turrilites costatus Lamk.
Nautilus Montmollini Pict.

Aus den Schiefern der Seewergruppe sind dagegen folgende Formen bekannt:

Foraminiferen.
Echinocorys vulgaris Breyn.
Holaster subglobosus Ag.
„ *laevis Ag.*
Cardiaster subtrigonatus de Lor.
Micraster breviporus Ag.
Terebratula carnea Sow.
Inoceramus striatus Mant.
„ *Cuvieri d'Orb.*
„ *Brongniarti d'Orb.*
Belemnites ultimus d'Orb.
„ *pistilliformis Blain.*
Ptychoduszähne.
Otodus appendiculatus Ag.
Lamna plana Ag.

Wie diese beiden Faunen zeigen, scheint in der unteren kalkigen Abtheilung der Seewergruppe die cenomane in der oberen schiefrigen die senone Abtheilung der oberen Kreide vertreten zu sein. Dabei ist jedoch der Umstand zu berücksichtigen, dass die beiden Bildungen der Seewergruppe durchaus nicht in ihrer Mächtigkeit constant sind, sondern einander, je nach localen Verhältnissen, verdrängen und ersetzen, so dass in einem bestimmten Falle die Grenze zwischen Kalk und Mergelschiefer durchaus nicht auch die Grenze zwischen Cenoman- und Senon-Abtheilung sein muss. Eine weitere Gliederung

[1]) Escher, Sentis, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. T. XIII, 1878, pag. 15.

dieser beiden Abtheilungen der oberen Kreide, wie man sie aus dem anglo-gallischen Becken und überhaupt aus der nordeuropäischen Sedimentarea, wo die Bildungen der oberen Kreide stark differenzirt sind, kennt, dürfte bei der grossen petrographischen Einförmigkeit und Armuth an organischen Einschlüssen, welche die Seewergruppe in den Alpen zeigt, kaum jemals gelingen.

Eocän.

Wangschichten.

In der Ostschweiz scheidet man in neuerer Zeit nach dem Vorgange Escher's [1]) über den Seewerschiefern einen bis 100 Meter mächtigen Complex von schwärzlich-grauen, rauhflächigen, sandigen Kalkschiefern unter der Bezeichnung Wangschichten aus und nimmt auf Grund einiger noch nicht näher bestimmter Inoceramenreste, die sich darin gefunden, von diesen Schiefern an, dass sie noch der Kreide angehören und so das jüngste Kreideglied in den Alpen bilden. Diese Wangschiefer scheinen jedoch nur eine locale Bildung zu sein, die in gewissen Profilen auftritt, in anderen dagegen fehlt. Stellenweise geht dieselbe im Streichen allmälig in Nummulitenkalk über (vergl. Kaufmann l. c. p. 58), ein Umstand, der der Auffassung, dass die Wangschiefer cretacisch sind, kaum günstig ist. Dessgleichen lassen Profile, wie das (l. c. p. 59) von Prof. Kaufmann gezeichnete Profil Escher's von der Stockfluh, in welchem Nummulitenkalkbänke mit Wangschiefern wechsellagern, das Alter dieser Schiefer kaum anders denn eocän erscheinen. Am schlagendsten ist aber wohl die Beobachtung von Prof. Kaufmann auf der Bühlalpe, wo die Wangschichten ähnlich wie auf der Wangfluh und am Julberge sich unmittelbar aus den Seewerschiefern entwickeln und in einzelnen kalkreicheren Partieen welche die Wangschichten durchschwärmen und von diesen durchaus nicht zu trennen sind, Nummuliten führen.

In Vorarlberg findet man einen den Wangschichten vergleichbaren Schichtcomplex an der Grenze zwischen Seewer und Flysch im südwestlichen Theile des Kreidegebietes. Es sind dies dunkelgraue, sandige, stellenweise mergelige Schiefer mit vielen kleinen Glimmerblättchen, wie sie auch die echten Wangschiefer enthalten. Am Ursprunge des Mellenthales sind die Sandsteinschiefer von den Seewerschiefern durch die im vorhergehenden Abschnitte schon erwähnte dünne Kalklage mit Nummuliten getrennt, daher über einer entschiedenen Eocänbildung gelagert. Die Schiefer scheinen im südlichen Theile des Kreidegebietes das Aequivalent der Nummulitenbildung zu sein, die wir nur an der nordwestlichen Grenze des Kreidegebietes entwickelt finden. Dieselben reichen ziemlich weit nach Norden, da man sie auch auf der Spitze der Hohen Kugel, südwestlich von Hohenems, noch antrifft, wo sie sich unmittelbar aus den Seewerschiefern entwickeln.

---

[1]) Vergl. Kaufmann, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. XIV, 1877, Abth. II, pag. 52.

Nummulitenbildung.

Verfolgt man das Profil in der Richtung von Laterns über die Hohe Kugel weiter nach Norden, so trifft man schon an der Synklinale zwischen den Wellen des Schwarzenberges und des Kuhberges die den Wangschichten vergleichbaren Schiefer nicht mehr. Hier findet sich zunächst über den Seewermergeln eine dunkelgrüne Sandsteinbank von einigen Metern Mächtigkeit, ähnlich dem Burgbergsandstein am Grünten, und über dieser folgen, durch weichere und daher von Vegetation überwucherte Lagen getrennt, zwei starke Bänke eines dunkelgrauen Kalkes, die voll von Nummuliten sind. Diese Bildung lässt sich von dem tiefen Einrisse auf der Südseite des Kuhberges über die ganze Emser Reutte bis in die Nähe von Hohenems verfolgen, ist aber an den meisten Stellen durch Schuttbildungen verdeckt. Am besten aufgeschlossen ist sie in der Nähe des Kuhberges.

Die gleiche Schichtfolge, wie oben auf der Emser Reutte, treffen wir auch an dem überstürzten Nordwestschenkel der Kuhbergwelle beim Bade Haslach. Nur sind hier die Kalke viel mächtiger und sehr eisenhältig, wodurch sie eine intensiv rothe Färbung erhalten, ja einzelne Lagen sind so eisenreich, dass sie eine Zeit lang für technische Zwecke ausgebeutet wurden. Als oberstes Glied, welches an dem Abhange beim Bade Haslach aufgeschlossen ist, findet man über der kalkigen Abtheilung (in Wirklichkeit also bei der inversen Schichtfolge unter derselben) weiche, zerfallende, dunkle Mergelschiefer, aus denen sich allmälig, weiter gegen Dornbirn zu, echter Flysch entwickelt.

Im weiteren Verfolg der Nordgrenze des Kreidegebietes gegen Osten lassen sich die Grenzbildungen zwischen Kreide und Flysch an keiner Stelle mehr untersuchen, da sie überall bei der überstürzten Lagerung der Kreide gegen den Flysch durch Schuttbildungen zugedeckt sind. Erst am Grünten findet man sie wieder, und zwar in genau derselben Ausbildung wie beim Bade Haslach [1].

Die den Wangschichten vergleichbaren sandigen Mergelschiefer an der südlichen Grenze des Vorarlberger Kreidegebietes nehmen in der Schichtenreihe genau dieselbe Position ein, wie die Nummulitenabtheilung an der Nordgrenze, nämlich zwischen den Seewermergeln und dem echten Flysch, und müssen daher, wie sich dies auch für die Wangschichten der Ostschweiz ergibt, als eine mit der Nummulitenabtheilung gleichzeitige Bildung aufgefasst werden. Auch hier ist es wieder das mergelig-sandige Element, welches im Süden erscheint, während die kalkigen Bildungen wieder dort sich finden, wo wir auch die tieferen Kreideetagen in vorwiegend kalkiger Entwickelung fanden.

Ueberblick.

Wenn wir nun das im Vorhergehenden über die stratigraphischen Verhältnisse des Vorarlberger Kreidegebietes Gesagte kurz zusammenfassen, so ergibt sich zunächst als wichtiges Resultat, dass die Kreidebildungen sowohl an ihrer unteren als auch oberen Grenze mit den

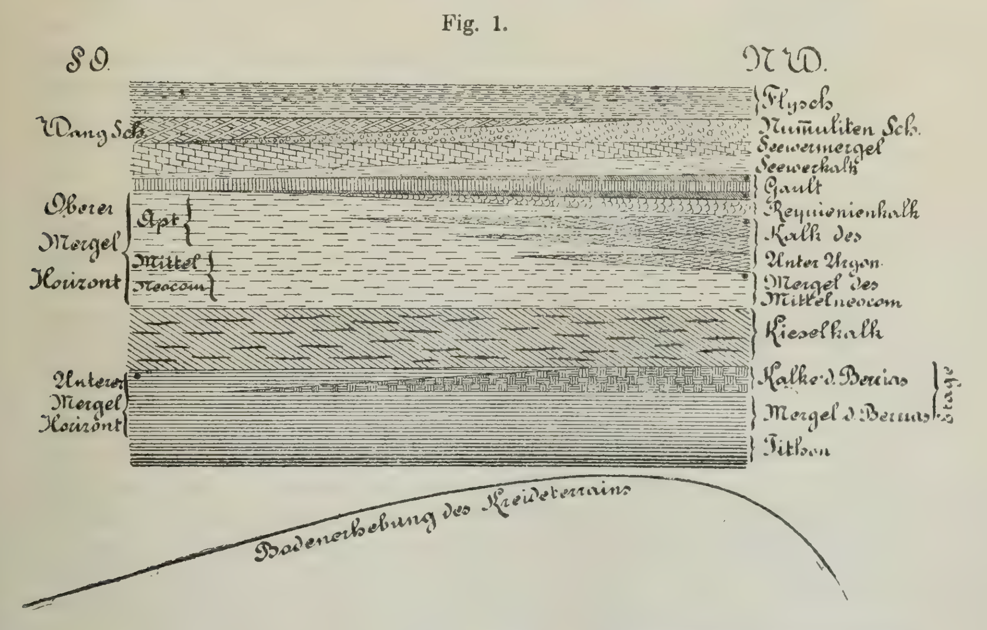
---

[1]) Vergl. Gümbel, Bayr. Alpen, pag. 582.

Bildungen der benachbarten Formationen auf das Innigste zusammenhängen, sowie dass innerhalb der Ablagerungsserie der Kreideperiode selbst sich nirgends eine nachweisbare Lücke finde, vielmehr innerhalb des Raumes, den die Kreidebildungen von Vorarlberg einnehmen, während der ganzen Dauer der Kreidezeit die Ablagerungen continuirlich aufeinander gefolgt sind.

Der petrographische und der mit diesem gewöhnlich Hand in Hand gehende paläontologische Habitus der Ablagerungen, oder ihre Facies, ist für verschiedene Stellen des Kreidegebietes verschieden. Gleichzeitige Bildungen haben wir in einem Theile des Gebietes überwiegend mergelig, in einem anderen überwiegend kalkig entwickelt gefunden. Speciell war es die an die südliche Flyschzone angrenzende Gegend südlich und südwestlich von der jurassischen Insel, in welcher die mergelige Ausbildung der Ablagerungen das entschiedene Uebergewicht hat, während wir radial von dieser Gegend, nach Ost, West oder Nord ausgehend, allmälig das kalkige Element überwiegen sehen. Das Ganze macht, wenn wir von den complicirten tektonischen Verhältnissen absehen, den Eindruck eines Ablagerungskegels, dessen vorwiegend mergelig ausgebildete Spitze in die Gegend südwestlich der Jurainsel zu liegen kommt, während radial von dieser ausgehend allmälig das kalkige Mittel das Uebergewicht bekommt. Ein schematisches Profil, von der Spitze des Ablagerungskegels nach der Peripherie gedacht, also etwa aus der Gegend des Hoch-Glockner nach der Gegend von Dornbirn, würde beiläufig das folgende Bild geben, in welchem natürlich von den tektonischen Störungen ganz abgesehen wird.

Fig. 1.



Wie wir oben gesehen, finden sich die interessanten Faunen des Mittelneocom und Urgon, welche ein ausgesprochen jurassisches Gepräge

zeigen, gerade nur innerhalb der Zone mit vorwiegend kalkiger Entwickelung. Ihr Vorkommen hängt also auf das Innigste zusammen mit der petrographischen Ausbildung der sie einschliessenden Sedimente. Die Beschaffenheit der Sedimente aber scheint überall von den localen Verhältnissen desjenigen Meerestheiles, in welchem dieselben zur Ablagerung kommen, im höchsten Grade abhängig zu sein, nämlich von der Tektonik des Meeresgrundes, dem Verlaufe der Uferlinie und der Vertheilung der Flussmündungen entlang dieser Uferlinie, sowie etwaigen Meeresströmungen, durch welche das von den Flüssen gebrachte Sedimentmateriale nach bestimmten Richtungen verschleppt wird, und welche daher die Gestalt des Sedimentkegels, der einer jeden Flussmündung entsprechen muss, beeinflussen können.

Für die Auffassung der oben geschilderten stratigraphischen Verhältnisse im Kreidebezirke von Vorarlberg scheint zunächst der Umstand von Wesenheit, dass das Kreidegebiet nicht nur im Norden, sondern auch im Süden gegen das ältere Gebirge hin von einer Flyschzone eingefasst ist, also zur Flyschzeit eine Art breiten Damm gebildet haben muss, der von dem Ufer durch einen schmalen Arm des Flyschmeeres getrennt war. Das langgestreckte Kreidegebiet entspricht sonach einer Bodenerhebung, auf welche gegen das Ufer hin eine rinnenartige Senkung folgte. Dass dieses Verhältniss nicht etwa plötzlich unmittelbar vor der Eocänzeit eingetreten, sondern dass die Tektonik des Bodens, wie sie sich in der Vertheilung der Sedimente zur Eocänzeit so deutlich ausprägt, ihrer Anlage nach schon zur Kreidezeit bestanden habe, dafür sprechen die Erscheinungen, wie wir sie oben an der Vertheilung und Entwickelung der Gaultlage beobachten konnten, sowie die Bildung einer Breccienbank, wie wir sie an der Grenze des Urgon gegen den Gault am Kliener Abhange getroffen. Erscheinungen dieser Art sind wohl nur bei einer sehr seichten Meeresbedeckung möglich, und wir müssen uns daher die heute von den Kreidebildungen eingenommene Gegend als eine Seichtstelle im Kreidemeere vorstellen, die von dem Ufer durch eine Tiefenzone getrennt war. In diese Tiefenzone mündeten zunächst die Flüsse, und daher erklärt sich wohl die Erscheinung, dass wir an der Abdachung, welche dieser Rinne zugekehrt ist, also der Südabdachung des Kreidegebietes, vorwiegend mergelige, also aus Trübung entstandene Sedimente finden (vergl. Fig. 1). Von dieser Trübung blieben die weiter vom Ufer entfernten Seichtstellen grossentheils verschont, daher hier das rein kalkige Element zur Geltung kommt. Es ist selbstverständlich, dass die Fauna, welche sich an solchen von der Trübung verschonten Seichtstellen ansiedelt, eine andere sein wird als jene, die in der Region des trüben und durch den Zufluss von Süsswasser stark alterirten Elementes lebt. Dies gilt in erster Linie natürlich von den sesshaften Formen. Aber auch die schwimmenden Formen dürften theils hochpelagische, theils solche gewesen sein, die sich dem durch Trübung und Aussüssung modificirten Elemente angepasst haben. Speciell die letzteren sind es, an denen wir, da sie ihrer ursprünglichen hochpelagischen Lebensweise gewissermassen untreu geworden, jene mannigfaltigen Deformationen sehen, die die jüngsten Cephalopodenfaunen so häufig zeigen. Die hochpelagisch gebliebenen Formen, welche an dem ersten Hindernisse, d. h. an den

dem eigentlichen Ufer vorgelagerten Seichtstellen strandeten, oder die Formen der sogenannten jurassischen Facies, zeigen solche Deformationen in der Regel nicht.

Das nähere Studium der sogenannten Rossfeldschichten, die ausgesprochen den Typus der Kreidebildungen mit alpiner Facies darstellen und in den Ostalpen fast regelmässig weit ins Gebirge vordringende Buchten ausfüllen, sonach nichts weniger als hochpelagische Bildungen sein können, dürfte für diese Ansicht weitere Belege liefern.

Die Unterschiede zwischen der alpinen und jurassischen Facies der Kreide scheinen sich sonach auf ganz locale Verhältnisse zurückführen und durch dieselben ausreichend erklären zu lassen. Ueberall, wo die Verhältnisse in den Alpen ähnlich sind jenen im Jura, d. h. wo wir es mit von der Trübung verschonten Seichtstellen zu thun haben, stellen sich dieselben Bildungen mit denselben Faunen wie im Jura ein. Dagegen dürfte eine Abgrenzung der Wohnbezirke der sogenannten jurassischen und alpinen oder der mitteleuropäischen und mediterranen Faunen durch angenommene unterseeische Gräte oder Meeresströmungen etc. bei dem Umstande, dass diese Faunen sich an vielen Stellen der Alpen in der unmittelbarsten Nachbarschaft, häufig im selben Profil, finden, kaum aufrecht zu erhalten sein.

II. Tektonik.

Unter den vielen Mittheilungen, welche auf die tektonischen Verhältnisse des Vorarlberger Kreidegebietes Bezug haben, finden sich nur zwei, welche das ganze Gebiet zusammenhängend und übersichtlich behandeln. Es sind dies die Darstellungen von Prof. Gümbel und von Richthofen, also zweier der gewiegtesten Alpenforscher. Herrn Escher's Beobachtungen beschränken sich auf einzelne Profile. Speciell hat sich v. Richthofen sehr eingehend mit dem Wellenbaue des Vorarlberger Kreidegebietes beschäftigt, und er resumirt seine diesbezüglichen Erfahrungen in folgenden kurzen und klaren Sätzen[1]: „So ergibt sich das Kreidegebiet Vorarlbergs als ein in seiner Schichtenentwickelung wie in seinem ursprünglichen Gebirgsbau überaus gleichförmig und nach klaren Gesetzen entwickeltes Ganzes. Vier ostwestlich streichende, nach Nord steil einfallende, zum Theile überstürzte Wellen sind es, auf welche sich Alles zurückführen lässt. Allein es schieben sich zwischen Hauptwellen andere secundäre ein (Staufenspitz, Kuhberg, Tugstein bei Hohenems etc.). Eine Welle spaltet sich in zwei, welche eine Mulde einschliessen (Winterstauden, Bizauer Berg), und durch das Auseinandertreten der beiden Schenkel verflacht sich zuweilen eine Welle und breitet sich plateauförmig aus (Berge bei Feldkirch, zwischen Götzis und Klaus, Weissenfluh, Gottesacker); endlich senken sich Wellen unter andere Formationen hinab und verlieren damit ihren Charakter, oder sie erheben sich auch wieder

[1]) v. Richthofen, Kalkalpen, Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1861—1862, pag 188.

im weiteren Verlaufe. Alle diese Fälle finden im vorarlbergischen Kreidegebiete in grosser Mannigfaltigkeit statt und bedingen zum Theile seinen vielgestaltigen Charakter.“ Wie man sieht, bemüht sich v. Richthofen, die ziemlich complicirten tektonischen Verhältnisse des Vorarlberger Kreidegebietes auf das grösste Mass der Einfachheit zurückzuführen, und dieses Ziel hat er auch in seiner Darstellung vollkommen erreicht. Denn es kann nicht leicht ein einfacheres Bild der tektonischen Verhältnisse einer Gegend geben, als vier nach einer bestimmten Richtung streichende, gleichartig gebaute Wellen.

Allein schon die Bemerkung v. Richthofen's, dass neben den Hauptwellen auch secundäre auftreten, muss Jedem die Frage nahe legen, was man unter einer secundären Welle zu verstehen habe, und worin sich dieselbe von der Hauptwelle unterscheide. Die Wellen des Kuhberg und Staufenspitz-Schwarzenberg, welche als Beispiele für secundäre Wellen angeführt werden, sind den weiter südlich folgenden Hauptwellen vollkommen ebenbürtig. Wenn sie sich auch auf eine kleine Strecke unter dem Flysch verlieren, so tauchen sie doch im hinteren Bregenzer Walde wieder mächtig auf. Zudem spalten sich die Wellen vielfach und verflachen sich, so dass gerade die Zahl der Wellen, auf welche v. Richthofen ein gewisses Gewicht zu legen scheint, von Stelle zu Stelle wechselt. Bei dem Bestreben, die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen unter einem zusammengreifenden Gesichtspunkte aufzufassen, kann also, sollte man glauben, gerade die Zahl der Wellen kein sehr wesentliches Moment vorstellen.

Viel wichtiger als die Zahl der Wellen scheint für die Auffassung der tektonischen Verhältnisse einer Gegend und ihres Zusammenhanges mit der Tektonik des ganzen Gebirges der Verlauf, die Intensität und Form der Wellen zu sein, sowie wesentlich solche Störungen, welche mehrere hintereinander folgende Wellen in übereinstimmender Weise treffen. Nur das genaue Studium dieser Erscheinungen dürfte nach und nach die Beziehungen klar legen, in denen einzelne Theile eines Gebirges zu einander und zum Ganzen stehen und so eine feste, rationelle Basis bilden für theoretische Schlussfolgerungen über den Aufbau des Gebirges. Nicht das Streben, ein möglichst einfaches Bild der tektonischen Verhältnisse zu liefern, selbst auf die Gefahr hin, dass dabei die Naturtreue leide, kann Hauptzweck der Untersuchung sein, sondern möglichste Berücksichtigung der Details und ihres Zusammenhanges sowohl untereinander als mit der Tektonik der Umgebung.

Während v. Richthofen von den Details ausgehend zum Gesammtbilde vorschreitet, gleichsam inductiv vorgeht, fasst Prof. Gümbel die Tektonik des Kreidegebietes im Grossen auf und legt gegenüber der Rolle, welche das Kreideterrain als Ganzes im Aufbaue der Alpen spielt, nur wenig Werth auf die Einzelheiten, die er nur ziemlich oberflächlich erwähnt. Derselbe schildert die Verhältnisse mit folgenden Worten [1]: „Man kann das mächtige, in die Länge ausgedehnte Kreidegebirge nach seinen allgemeinen Umrissen einem Gewölbe vergleichen, welches auf der Nordseite eingesunken oder übergebogen auf jüngere Schichten aufgesetzt ist, während es sich südwärts unter jüngeres

[1]) Gümbel, Bayer. Alpen, p. 538.

Gestein untertauchend einsenkt. Halten wir das allgemeine Bild des Gewölbes fest, so müssen wir, um es mehr im Einzelnen dem stratographischen Verhalten der Vorarlberger Kreidebildungen anzupassen, hinzufügen, dass das grosse Hauptgewölbe selbst, gleichsam in Folge eines seitlichen Druckes, in sich selbst wieder vielfach zusammengefaltet oder aus zahlreichen kleineren Gewölben zusammengesetzt erscheint. Diese Gewölbtheile folgen meist in ihrer Richtung der Längenausdehnung des Hauptgewölbes oder dehnen sich kreuzgewölbartig in die Breite aus. Zwischen den sattelförmigen Erhöhungen der Gewölbe liegen die Vertiefungen in Form von Mulden oder durch Wasserzüge umgestalteten Thalungen. Bei dieser Vergleichung müssen wir natürlich ganz absehen von der Symmetrie, welche die Kunstbauten besitzen. Die Schichtengewölbe, welche unsere Berge in sich schliessen, sind fast ausnahmslos unregelmässig, bald hoch spitzgewölbähnlich, bald flach und gedrückt niedrig, bald aufrecht gestellt, bald geneigt überhangend, liegend oder ganz umgestürzt, nach der Basis bald erweitert, bald verengert, kurz in allen möglichen Formen ausgebildet, wie solche etwa die Blätter eines von drei Seiten zusammengedrückten Buches annehmen." Die Auffassung Prof. Gümbel's, dass wir es in dem Vorarlberger Kreidegebiete mit einem grossen, über die Flyschdecke ragenden und in sich selbst noch vielfach gefalteten Gewölbe zu thun haben, trifft entschieden das Wesen der Sache viel besser als die Darstellung v. Richthofen's. Schon der Umstand, dass das Kreidegebiet rings von jüngeren Bildungen umrahmt wird, zwischen denen es inselartig emportaucht, muss zu der Auffassung Prof. Gümbel's führen. Die verschiedene Ausbildung und Anordnung der Kreidesedimente, wie sie zum Schlusse des vorhergehenden Abschnittes übersichtlich besprochen wurde, macht es sogar im höchsten Grade wahrscheinlich, dass die Hebung der Bodenstelle, der das heutige Kreidegebiet entspricht, schon zur Kreidezeit ihrer Anlage nach gegeben war, das Gebiet also eine Seichtstelle im Kreidemeere gebildet habe, ja zur Zeit des Gault macht sich sogar schon der Einfluss der secundären Faltung des grossen Hauptgewölbes auf die Mächtigkeit und Beschaffenheit des Sedimentes deutlich geltend. Erscheinungen dieser Art dürften wenig geeignet sein, die Ansicht Derjenigen zu stützen, welche die Entstehung der ganzen Alpenkette in eine verhältnissmässig sehr junge Zeit zu setzen geneigt sind, und verdienen schon aus diesem Grunde Beachtung.

Betrachtet man das Kreidegebiet von Vorarlberg von einem höher gelegenen Punkte im Norden desselben, also etwa vom Pfänderberge bei Bregenz, von welchem aus man eine sehr gute Uebersicht des ganzen Kreidegebietes hat, so präsentirt sich dasselbe als eine Reihe von parallel verlaufenden, stufenartig hintereinander vortretenden, langgezogenen Felsrücken von rauhem, wildem Aussehen, welche sich von der vorgelagerten, sanftwelligen, vegetationsgrünen Flyschlandschaft auf das Schärfste abheben. Von Süden her betrachtet zeigt die Kreidelandschaft ein viel sanfteres Gepräge. Die Südhänge der einzelnen Höhenzüge besitzen nur eine geringe Neigung und sind grossentheils mit fruchtbaren Alpenwiesen bedeckt.

Verquert man das Kreidegebiet senkrecht zum Streichen der Höhenzüge, so überzeugt man sich, dass jedem derselben eine Hebung

der Schichten, also eine Welle entspricht, deren Nordschenkel steil bis überstürzt ist, während der Südschenkel mit sanfter Neigung nach der nächsten Synklinale sich senkt. An der Stelle der stärksten Biegung sind die Wellen in der Regel aufgebrochen und die Aufbrüche durch Denudation stark erweitert, daher das rauhe Bild, welches die Kreide-Landschaft von Norden her bietet.

Verfolgt man eine der Wellen im Streichen, so sieht man, dass die Stellung des Nordschenkels keineswegs für den ganzen Verlauf der Welle constant ist, sondern dass dieselbe von Stelle zu Stelle abändert und die Welle oft aus einer solchen mit steilem Nordschenkel durch allmälige Uebergänge zu einer überstürzten bis liegenden werden kann. Der Nordschenkel bildet also häufig eine Art windschiefe Fläche. Das schönste und wegen der vielen Querrisse klarste Beispiel für diese Art von Bau bietet die Welle, welche durch die Höhenpunkte Bocksberg, Schönemann, Stralstein, Kapf, Götznerberg bezeichnet wird. Bevor die Welle an ihrem Westende zwischen Götzis und Hohenems unter die Rheinebene sich senkt, zeigen sich südlich von Hohenems die Kreideglieder, welche den Nordschenkel zusammensetzen, in verkehrter Altersfolge beinahe horizontal gelagert. Die Welle ist also an ihrem Westende vollständig liegend. Eine halbe Stunde weiter östlich, am Tugstein, fallen die Schichten des Nordschenkels mit ca. 70° gegen den Berg ein. Die Welle ist also hier in der verhältnissmässig kurzen Entfernung aus einer liegenden zu einer einfach überkippten geworden. An der Enge zwischen Stralstein und Schönemann, durch welche der Weg von Hohenems nach Ebnit führt, steht die Urgonkalkwand des Nordschenkels vollkommen senkrecht, so dass einzelne Blöcke, die sich vom Schichtenkopfe losgelöst, die Kalkwand krönen, ohne herabzufallen. Weiter östlich am Bocksberge fällt der Nordschenkel mit ca. 70° vom Berge weg nach Norden ein.

Ein anderes sehr klares Beispiel bietet das jurassische Gewölbe der Canisfluh, welches einen ähnlichen windschiefen Bau besitzt, indem der westliche Theil, der sogenannte Hohe Koyen, vollkommen überstürzt ist, der östliche dagegen ein steiles Nordfallen des Nordschenkels zeigt.

Ein zweiter auffallender Umstand, der sich bei dem Verfolgen der Wellen im Streichen ergibt, ist das An- und Absteigen der Wellen mit Bezug auf die Horizontalebene. Betrachtet man das Vorarlberger Kreidegebiet von einem im Süd-Osten desselben gelegenen Punkte, etwa aus der Gegend der Churfirsten, also in der Richtung, nach welcher die Wellen am Rheine streichen, so sieht man, wie diese sämmtlich aus der Alluvialebene des Rheinthales allmälig auftauchen und zu immer grösserer Höhe ansteigen. Es hebt sich gewissermassen das ganze gewellte Terrain von der Rheinebene an nach Osten, und zwar bis zu einer Linie, deren Richtung durch die Höhenpunkte des Hochälpele und Gerer Falben gegeben erscheint, und welche beiläufig der Wasserscheide entspricht zwischen den einerseits direct nach dem Rheine, andererseits nach dem Bregenzer Walde abfliessenden Wässern.

Oestlich von dieser Culminationslinie senkt sich allmälig das ganze Terrain nach dem hinteren Bregenzer Walde, mit Ausnahme der

unmittelbaren Umgebung des jurassischen Gewölbes, bis zu einer Linie, deren Richtung durch die Lage der Orte Schwarzenberg und Au bezeichnet ist. Geht man nämlich in der Richtung der bezeichneten Linie auf der alten Strasse von Andelsbuch nach Bezau, so passirt man die nördlichste Kreidewelle, die des Winterstauden, in einem Sattel, gegen welchen sowohl von Westen als auch von Osten her die Schichten stark neigen. Wir haben es hier also nicht etwa mit einer erodirten Stelle, sondern mit einer wirklichen Depression der Winterstaudenwelle zu thun. Das gleiche Spiel wie an der Winterstaudenwelle wiederholt sich an der nächstfolgenden Welle des Bayenberg-Trengg, nur liegt die Stelle der grössten Depression ein wenig weiter nach Ost als der Bezecksattel, nämlich unmittelbar südlich vom Orte Bezau. Sie ist dadurch ausgezeichnet, dass der Rudistenkalk des Urgon, welcher in der ganzen übrigen Welle des Bayenberg-Trengg entlang der Linie der stärksten Biegung aufgeborsten ist, hier continuirlich sich von dem überstürzten Nordschenkel auf den Südabhang zieht und so ein intactes schiefes Gewölbe bildet. Bei der nächsten Doppelwelle des Gopf-Hirschberg begegnen wir abermals derselben Erscheinung, und zwar wieder ein wenig weiter östlich gegenüber den beiden vorhergehenden Wellen. Die nördliche kleinere Vorwelle des Gopf senkt sich bei Bizau vollständig unter das Alluvium und taucht erst weiter östlich am Nordfusse des Hirschberges wieder auf. Die südlichere Hauptwelle des Gopf senkt sich am stärksten an derselben Stelle, wo die nördliche ganz verschwindet, und steigt erst jenseits der Depression im Hirschberge wieder zu bedeutender Höhe an. Der Sattel wird ähnlich wie das Bezeck zum Uebergange benützt und führt den Namen Schnepfeck. Die Neigung der Hirschbergwelle gegen die Depression des Schnepfeck sieht man sehr schön am Ausgange der Schlucht, welche das jurassische Gewölbe zwischen Au und Schnepfau durchsetzt. Auch eine nun folgende kleine Vorwelle des jurassischen Gewölbes, welche den Kern des südlichen Theiles des Hirschberges, das sogenannte Brunnenholz bildet, streicht in der Gegend von Schnepfau, also wieder ein wenig weiter östlich im Vergleich zu der vorhergehenden Depression des Schnepfeck, vollständig gegen das Alluvium aus.

Vergleicht man nun die Punkte der grössten Depression in den einzelnen aufeinanderfolgenden Wellen, so sieht man, dass dieselben sämmtlich auf einer und derselben Linie liegen, welche Nord-Ost-Süd-West verlaufend, also so ziemlich senkrecht zum Streichen der Alpenkette, durch die Orte Schwarzenberg und Au ihrer Lage nach bestimmt ist. In ganz dieselbe Linie fällt aber seiner Direction und Lage nach auch der tiefe Spalt, welcher zwischen Au und Schnepfau das jurassische Gewölbe durchsetzt und sich nach v. Richthofen's[1]) Untersuchungen bis in die Gegend von Schröcken, das in der gleichen Linie liegt, verfolgen lässt. Ein so auffallendes Zusammentreffen der Spaltrichtung mit der Position der Stellen grösster Depression in den der Juramasse vorgelagerten Kreidewellen, lässt

[1]) v. Richthofen, Kalkalpen, Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-A. 1861—1862, pag. 109.

wohl einen genetischen Zusammenhang der beiden Erscheinungen stark vermuthen, und wir werden weiter unten auf diesen Umstand zurückkommen.

Sonderbarer Weise benützt die Bregenzer Ache, welche durch die eben erwähnte tiefe Schlucht bei Schnepfau aus dem höheren Gebirge tritt und so in ihrem Laufe direct auf die Depression des Schnepfeck lossteuert, diese Tiefenstelle nicht, sondern biegt unmittelbar vor derselben winkelig nach West ab und sucht ihren Ausweg erst bei Mellau durch einen wirklichen Spalt oder besser Riss, der die Welle des Guntenhang-Gopfberg quer durchsetzt. Das Gleiche gilt auch für die folgenden Wellen des Bayenberg-Trengg und Winterstauden, welche die Ache ebenfalls in Querrissen passirt, ohne die oben besprochenen Tiefenstellen zu benützen. Auch in ihrem Oberlaufe von Schröcken bis Au folgt die Bregenzer Ache genau der Richtung des von Richthofen näher studirten, grossen Querbruches, so dass das Thal derselben vom Ursprunge bis zu ihrem Austritte aus dem hinteren Bregenzer Walde ein entschiedenes Querbruchthal ist und an keiner Stelle eine Folge einfacher Erosion, da in diesem Falle gar nicht einzusehen wäre, warum der Fluss nicht genau den Tiefenstellen folgen, vielmehr seinen Weg nebenan suchen sollte.

Von der Linie der grössten Senkung im hinteren Bregenzer Walde heben sich nach Osten die Wellen abermals und culminiren zum zweitenmale entlang einer Linie, welche durch die Höhenpunkte Winterstauden und Didams ihrer Richtung nach bestimmt wird. Von da an nimmt die Intensität der Hebung wieder ab und erreicht ein zweites Minimum in der Gegend des Subersbaches, dessen nord-südlich gerichteter Lauf diesmal mit der Richtung der grössten Depression zusammenfällt, also ein ganz verschiedenes Verhalten zeigt im Vergleich zu dem Laufe der Bregenzer Ache, welche die Depression im hinteren Bregenzer Walde nicht benützt, sondern nebenan durch Spalten ihren Ausweg sucht. Ein weiterer Unterschied dieser zweiten Depression gegenüber der ersten zeigt sich in der Richtung, die so ziemlich nord-südlich ist, während die Depressionslinie im hinteren Bregenzer Walde nordwest-südöstlich verläuft.

Vom Subersbache an heben sich die Kreidewellen noch einmal und erreichen ziemlich rasch im Hirscheck und Hoch-Ifer ganz bedeutende Höhen. Von da an senken sie sich aber continuirlich nach Ost und Süd-Ost und verschwinden allmälig unter den jüngeren Bildungen des Iller- und unteren Mittelbergthales.

Das Vorarlberger Kreideterrain zeigt sonach, wenn man dasselbe im Streichen der Wellen vom West- bis zum Ostende verfolgt, eine dreimalige Hebung des Bodens, geschieden durch zwei lineare, jedoch zu einander nicht parallele Depressionen, also eine Art Undulation in der Richtung des Streichens der Wellen.

Ein drittes Moment, welches auffällt, wenn man die Wellen im Streichen verfolgt, ist die Veränderlichkeit der Streichrichtung. Die Kreidewellen, wie sie am Westrande des Kreidegebietes aus der Rheinebene emportauchen, streichen so ziemlich Ost-Nord-Ost—West-Süd-West. Sie sind jedoch nicht untereinander vollkommen parallel, sondern nehmen in dem Masse, als man sich von Norden her der Gegend von

Feldkirch nähert, die reine Nordost-Südwest-Richtung an und scheinen so einen Uebergang zu bilden in die rein nord-südliche Streichrichtung der Wellen, wie sie weiter südlich, speciell im Rhäticon, die herrschende wird.

Im weiteren Verlauf vom Rheine nach Osten nehmen die Kreidewellen allmälig die reine Ost-West-Richtung an und behalten diese durch den hinteren Bregenzer Wald bis in die Gegend des Subersbaches. Oestlich von diesem schwenken dieselben allmälig gegen Süd-Ost, wie dies an den Gottesackerwänden und dem Verlaufe des Synklinalthales des Achbaches am deutlichsten zu sehen ist.

Die Kreidewellen bilden also in ihrem Verlaufe einen weiten, flachen Bogen, wie es auf den ersten Blick scheint, einfach um das Juragewölbe. Bei näherer Betrachtung sieht man indess, dass das Centrum dieses Bogens nicht in die Gegend der Juramasse, sondern viel weiter hinein ins Gebirge zu liegen kommt, etwa in die Gegend des Lobspitz oder an jene eigenthümliche scharfe Ecke, welche das alte Gneissgebirge im Osten der Rheinbucht bildet. Um diese Ecke schwenken auch die Wellen des älteren Triasgebirges in einem, je näher an diese Ecke, desto schärferen Bogen herum, so dass die ost-westliche Streichrichtung, welche sie im Norden des Klosterthales zeigen, im Rhäticon zu einer beinahe nord-südlichen wird [1]). Die Bogenwendung also, welche die Wellen des Kreidegebietes zeigen, steht in innigster Beziehung zur Tektonik der ganzen Umgebung, und ihre Ursache liegt viel tiefer als in dem sich nebenbei wohl auch local geltend machenden Einflusse des jurassischen Gewölbes, von welchem später die Rede sein soll.

Viel schwieriger als die Form, Intensität und Streichrichtung der Wellen lässt sich ihre Zahl beurtheilen, und zwar hauptsächlich aus zwei Gründen. Erstens sind, wie dies schon v. Richthofen klar beobachtet hat, die Wellen gewöhnlich nicht constant, sondern sie spalten und verflachen sich häufig und verlieren so ihren ursprünglichen Charakter. Verfolgt man eine Welle von dem Punkte ihrer stärksten Entwickelung nach beiden Seiten im Streichen, so wird man in der Regel eine allmälige Abnahme in der Stärke bemerken und schliesslich beiderseits an Punkte gelangen, wo die Welle ganz aufhört, und von den Nachbarwellen, die sich gleichsam auf ihre Kosten immer stärker entwickeln, vollständig verdrängt wird. Eine und dieselbe Welle lässt sich demnach selten durch ein grösseres Gebiet hindurch im Streichen continuirlich verfolgen.

Ein zweiter Umstand, der eine Zählung der Wellen sehr erschwert, ist ihre Ungleichwerthigkeit. Die hintereinander folgenden Wellen zeigen nämlich den verschiedensten Grad von Entwickelung, und man ist, um eine bestimmte Zahl von Wellen zu erhalten, gezwungen, unter denselben eine Art Auswahl zu treffen und die minder entwickelten einfach zu ignoriren, wie dies v. Richthofen gethan, indem er einen Unterschied zwischen Hauptwellen und secundären Wellen macht und nur die ersteren berücksichtigt. Dabei wird es nur schwierig, eine

[1]) Vergl. Mojsisovics, Beitr. zur topischen Geologie d. Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1873, p. 163 u. f.

rationelle Grenze festzustellen, an der die Wellen aufhören secundär und anfangen Hauptwellen zu sein, und da die Feststellung einer solchen Grenze dem persönlichen Ermessen des betreffenden Forschers überlassen bleiben muss, liegt die Gefahr nahe, dass derselbe alle jene Wellen für secundär nimmt, die ihm zu einer ziemlich willkürlich angenommenen Zahl von Hauptwellen nicht passen. Bei einem solchen Verfahren dürfte es aber kaum zwei Forscher geben, die in einem und demselben Gebiete zu einer gleichen Anzahl von Wellen kommen. Wenn aber die Resultate je nach der Person wechseln können, ist ihr Werth für die Wissenschaft ein ziemlich fraglicher. Zudem ist nicht gut einzusehen, was damit für die Auffassung der tektonischen Verhältnisse eines begrenzten Landstriches, wie z. B. des Vorarlberger Kreidegebietes gethan ist, wenn man die Zahl der in demselben auftretenden Wellen festgestellt hat, selbst in dem Falle, dass man bei der Zählung rationell zu Werke gehen könnte. Die Wellenbildung fängt mit dem Kreidegebiete nicht an und hört auch nicht damit auf, sondern setzt sowohl nach dem Molasselande als nach der Seite des Hochgebirges ununterbrochen fort. Die Hauptaufgabe einer tektonischen Studie muss aber offenbar vor Allem die sein, den Zusammenhang des Baues eines Landstriches mit der Tektonik des Vor- und Hinterlandes festzustellen oder mindestens solche Daten zu liefern, welche die Beurtheilung eines solchen Zusammenhanges späterhin ermöglichen. Unter diesen Daten bildet aber die Zahl der Wellen ein sehr unwesentliches und, wie bereits besprochen, ein vorläufig noch sehr schwierig zu beurtheilendes Moment, da man kein rationelles Eintheilungsprincip für die Wellen besitzt. Ein solches ist aber unbedingt nothwendig bei so ungleichartigen Grössen, wie es die verschiedenen Gebirgswellen in der That sind. Im Kreidegebiete von Vorarlberg könnte man allenfalls drei Arten von Wellen unterscheiden, die etwa im Verhältnisse der Filiation zu einander stehen. Zunächst als Welle erster Ordnung das grosse, dem ganzen Kreidegebiete entsprechende Gewölbe, in der Art, wie es Prof Gümbel auffasst. Dieses grosse Gewölbe ist in sich mehrfach gefaltet, und diese grossen Falten, welche den Hauptwellen v. Richthofen's entsprechen, stellen sonach Wellen zweiter Ordnung vor. Aber selbst diese Wellen zweiter Ordnung zeigen in der Regel keine ebenflächigen Schenkel, sondern finden sich selbst häufig noch einmal gefaltet. Diese kleinen welligen Unebenheiten ergeben sich als Wellen dritter Ordnung (vergl. Prof. 6, Taf. 19a). Alle diese Wellen, sowohl die grosse Hauptwelle wie die der beiden folgenden Ordnungen, zeigen sich nach demselben Principe gebaut, d. h. ihr steiler Schenkel ist immer vom Gebirge ab, der flache dem hohen Gebirge zugekehrt.

Wie sich aus dem Studium der im vorhergehenden Abschnitte besprochenen stratigraphischen Verhältnisse zu ergeben scheint, sind die Wellen verschiedener Ordnung ihrer Entstehung nach nicht gleichzeitig, sondern folgen, entsprechend ihrer Ordnung, in der Bildung zeitlich aufeinander. Wie wir im vorhergehenden Abschnitte gesehen, machte sich auf die älteren Kreidebildungen nur der Einfluss der ersten grossen Hauptwelle geltend. Erst mit der Gaultzeit wird der Einfluss der secundären Faltung des Hauptgewölbes auf die Vertheilung und Beschaffenheit des Sedimentes bemerkbar. Letzteres gilt nicht nur

für die Vorarlberger Kreide, sondern in noch viel ausgesprochenerem Grade für die ganz gleichen Verhältnisse in der Schweizer Kreide. Analog dem Verhältnisse der beiden ersten dürften die Wellen dritter Ordnung die jüngsten sein.

Besser als viele Worte werden über die soeben behandelten Verhältnisse der Wellen die auf Taf. 19a beigegebenen Parallelprofile Aufklärung geben. Insbesondere zeigt das Profil 6. Taf. 19a in seiner südöstlichen Hälfte sehr gut die Wellen dritter Ordnung, die vorwiegend südwestlich von der jurassischen Insel, nämlich in der Gegend des Mörzelspitz, des Hohen Freschen und Hohen Blanken, also in dem complicirtesten Theile des Gebirges am häufigsten auftreten.

Dabei muss eines weiteren, für die Zählung der Wellen sehr wichtigen und dieselbe erschwerenden Umstandes erwähnt werden. Wie das Profil 6 zeigt, ist der Nordabhang der grossen Welle des Hohen Freschen mehrfach in sich selbst gefaltet, und die Falten, die hier als Wellen dritter Ordnung erscheinen, sind gewissermassen übereinander gestaut. In dem Masse, als man sich aber aus der Gegend des Hohen Freschen dem Westende der Welle bei Feldkirch nähert, legt sich der Nordschenkel der Welle immer flacher, und die Faltungen desselben erscheinen bei Feldkirch, kurz bevor die Welle sich unter die Alluvionen des Rheinthales senkt, nicht mehr über-, sondern nebeneinander, selbstständige Wellen bildend, wie dies Profil 8 Taf. 19a angibt. Nach v. Richthofen's Angaben (Jahrb. 1862, p. 182) hätten wir es freilich bei Feldkirch nur mit einer grossen nach Süd neigenden Platte zu thun, etwa der flachen Südabdachung der Hohen Freschen-Welle entsprechend, und die Inselberge (Schellenberg, Margarethenkapf, Ardetzen) wären nur durch Klüfte und Denudation isolirte Partieen dieser Platte. Diese Auffassung erweist sich jedoch bei genauerer Untersuchung nicht als richtig. Vielmehr lassen sich, wie dies Profil 8 angibt, bei Feldkirch nicht weniger als drei selbstständige Wellen unterscheiden. Die westlichste davon umfasst die drei Inselberge und setzt in einzelnen Spuren südlich von Rankweil gegen Muntlix und Darfins fort. Die zweite Welle beginnt mit der steilen Mauer von Urgonkalk, welche vom Bahnhofe bei Feldkirch eine weite Strecke nach Nord sich verfolgen lässt, und auf deren Südende das alte Schloss von Feldkirch steht. Diese Mauer bildet den letzten Rest des grossentheils denudirten, steilen Nordwestschenkels der zweiten Welle. Der flache Südostschenkel wird von der grossen Platte von Urgonkalk gebildet, deren Schichtenkopf die nordöstlich von Feldkirch befindliche Höhe krönt, die den Namen Holzschlag führt und gegen das Thal von Hofen und Göfis neigt. In der Nähe dieser Orte finden sich über der Urgonplatte Reste der Gaultlage und ist also das Thal, in welchem dieselben liegen, ein wirkliches Synklinalthal, welches auf dem linken Illufer über Fällegatter und Gallmist fortsetzt. Die nördlich von diesen Orten liegende Höhe über Ma. Grün ist gebildet von dem durch die Illschlucht isolirten Ende der eben besprochenen Welle. Ein nordsüdlich diese Welle durchsetzender Spalt, der das Synklinalthal von Göfis mit der Rheinthalebene bei Rankweil verbindet, entspricht dem Kessel des Valdunasees. Die dritte Welle, welche fast nur

mehr in ihrem Südschenkel erhalten ist, entspricht der Höhe Spiegelstein und ihrer nördlichen Fortsetzung, der Terrasse, auf welcher der Ort Uibersachsen liegt.

Die geologische Darstellung der Umgebung von Feldkirch auf Blatt X der Schweizer geol. Karte, die der Auffassung v. Richthofen's entspricht, ist sonach eine dem wirklichen Thatbestande nicht gut entsprechende.

In dem nächsten Profile nach Osten (Prof. 7 Taf. 19a), welches aus der Gegend von Götzis nach jener von Laterns die Wellen senkrecht schneidet, rücken die eben erwähnten drei Wellen etwas näher aneinander, und dieses Verhältniss verschärft sich noch bedeutend in der Gegend des Hohen Freschen (vergl. Prof. 6 Taf. 19a), wo die Wellen knapp aneinander gepresst und übereinander gestaut erscheinen. Im weiteren Verfolg gegen den Hohen Blanken (Prof. 5 Taf. 19a) verfliessen die drei Wellen in eine einzige von grösseren Dimensionen, und diese lässt sich nun bis in die Gegend des Hoch-Glockner, südlich der Canisfluh, deutlich verfolgen (vergl. Prof. 4 Taf.19a). Jenseits der Bregenzer Ache findet sich aber diese Welle im Didams, der die Fortsetzung des Hoch-Glockner bildet, nicht mehr, sondern die ganze Schichtfolge, welche den Didams zusammensetzt, fällt glatt und ungeknickt nach Süden ab (vergl. Prof. 2 Taf. 19a). Die drei bei Feldkirch deutlich entwickelten Wellen keilen also auf der Strecke vom Rheine bis zum Laufe der Bregenzer Ache vollständig aus.

Die vierte Kreidewelle, welche wir nun treffen, wenn wir von Feldkirch ab dem Ostrande des Rheinthales nordwärts folgen, ist die Welle des Victorsberges. Dieselbe taucht bei Rötis aus der Rheinthalebene auf und setzt über den südlichen Theil der Hohen Kugel nach dem Alpkopf und dem oberen Mellenthale fort. Die Verhältnisse im oberen Mellenthale sind leider nicht klar genug, um mit Sicherheit entscheiden zu lassen, ob das im weiteren Verfolg der Direction der Victorsbergwelle auftauchende grosse Juragewölbe derselben Wölbung wie diese angehört, oder nicht. Das landschaftlich etwas vortretende Westende der Jurawelle ober Süttiser-Alp entspricht wohl sehr gut der Endigung der Victorsbergwelle ober Kobel-Alp. Doch ist der ganze dazwischenliegende und von den weichen, dunklen Schiefern der Berriasgruppe eingenommene Raum beinahe vollständig durch Vegetation verdeckt.

Die Hauptwelle der jurassischen Insel taucht in der Gegend der Stehele-Alp unter den Kreidebildungen auf, schwillt nach Osten hin immer stärker an und culminirt etwas östlich vom Gipfel der Canisfluh. Von da an nimmt die Welle nach Osten ab und verliert sich bei der Satteleck-Alp, nord-westlich von der Didamsspitze, wieder unter den Bildungen der Kreide. Der tiefe Spalt, der zwischen Au und Schnepfau die Welle durchsetzt, entspricht nicht der höchsten Wölbung, sondern liegt ein wenig nach Ost von derselben. Ausser der Hauptwelle, welche den Hohen Koyen, die eigentliche Canisfluh und die Mittagfluh bildet, besteht die jurassische Insel noch aus einer kleineren Welle, die der östlichen Hälfte der Hauptwelle nördlich vorgelagert ist und den südlichen Theil des Hirschberges,

das sogenannte Brunnenholz bildet. Diese kleine jurassische Vorwelle beginnt bei Schnepfau und hört in der Gegend der Ostergunt-Alm auf. Von dem eigentlichen Baue der grossen jurassischen Welle soll weiter unten die Rede sein.

Auf die Victorsbergwelle folgt nun als fünfte am rechten Rheinufer die Welle des Schönen Bauer. Dieselbe taucht ein wenig westlich von Klaus im sogenannten Sattelberge aus der Rheinthalebene und ist hier vollkommen überstürzt, beinahe liegend. Denn am Nordfusse des Sattelberges, etwas südlich von Arbogast, findet man unter der ziemlich flach liegenden Urgonbank die Gaultlage in einem kleinen Steinbruche aufgeschlossen, die Lagerungsfolge also verkehrt. In dem Masse als man die Welle nach Nord-Ost verfolgt, stellt sich der Nordschenkel steiler und ist schon gegenüber von Meschach so ziemlich senkrecht (vergl. Prof. 7 Taf. 19a). Im weiteren Verfolg nach Osten streicht die Welle über den nördlichen Theil der Hohen Kugel und über den Sattelspitz nach der Mörzelspitz und dem Guntenhang. Von da lässt sie sich über den Gopf- und Hirschberg bis an den Südrand der Gottesackermulde verfolgen, wo sie sich allmälig verflacht und verliert. Ihr nördlich vorgelagert ist eine kleinere, vielfach unterbrochene Welle, welche aus der Gegend von Dornbirnrohr bis in die Gegend von Schönebach zu verfolgen ist und den nördlichen Theil des Gopf- und Hirschberges bildet. (Vergl. Prof. 2—5, Tafel 19 a.)

Die der Welle des Schönen Bauer am Rheine folgende sechste Welle ist bereits Anfangs dieses Abschnittes wegen ihres windschiefen Baues besprochen. Sie beginnt südlich von Götzis und ist durch die Höhenpunkte Kapf, Stralstein, Schönemann, Bocksberg bezeichnet. Dieselbe setzt in der Weissenfluh und dem Bayenberge nach dem Bregenzer Walde fort. Jenseits der Ache findet sie ihre Fortsetzung in der Welle des Trengg und weiter östlich vom Subersbache im Waldkopf, jenseits dessen sie sich verliert und so wie die vorhergehende Welle in der seichten Mulde des Gottesackers verflacht. (Vergl. Prof. 1—7, Taf. 19 a.)

An ihrem stark überstürzten Westende bei Götzis ist die Welle entlang der Linie der stärksten Krümmung tief aufgerissen. Erst am Bocksberge nähern sich die Urgonlagen der beiden Abhänge bis zur Berührung, während bei Götzis der Aufriss so bedeutend ist, dass die Rudimente der Rudistenkalklage auf eine halbe Wegstunde Entfernung auseinandertreten.

Die nun am Rheine folgende siebente Kreidewelle des Schwarzenberg-Staufenspitz beginnt beim Bade Schwefel, steigt sodann im Schwarzenberg und Staufenspitz rasch zu bedeutender Höhe an, senkt sich aber eben so rasch nach der anderen Seite gegen Beckemann und verschwindet auf eine längere Strecke unter den aus der Gegend des Hochälpele zungenförmig in das Kreidegebiet vorgreifenden Flyschbildungen. Dieselbe taucht erst im hinteren Bregenzer Walde, im Klausberge, wieder auf und findet östlich von der Ache ihre Fortsetzung in der langen Winterstaudenwelle, die jenseits der Depression am Subersbache sich nach dem Hirsch-

eck verfolgen lässt. Der Schichtenkopf des Südschenkels dieser Welle bildet hier die oberste Zinne der Gottesackerwände.

Die letzte, nördlichste Welle, welche man am Rheine unterscheiden kann, ist die Welle des Kuhberges. Sie beginnt unmittelbar bei dem Orte Hohenems und ist Anfangs vollkommen liegend, so dass der Kliener Abhang als Muster einer inversen Schichtfolge gelten kann. Erst bei dem Bade Haslach und weiter gegen Mühlenbach stellt sich der Nordschenkel etwas auf. (Vergleiche Prof. 6, Taf. 19 a.) Bevor die Welle noch das Thal der Dornbirner Ache erreicht, senkt sie sich unter den Flysch und taucht erst im hinteren Bregenzer Walde wieder auf. Hier ist sie jedoch nicht deutlich genug differencirt, sondern bildet nur eine Art Vorwelle der grossen Winterstaudenwelle (vergleiche Prof. 3—5, Taf. 19 a.). Deutlicher und stärker entwickelt, ähnlich wie am Rheine, wird die Welle erst in der Gegend des Subersbaches (vergl. Prof. 2, Taf. 19 a) und bildet, nachdem sie in ihrer Streichrichtung gegen Süd-Ost abgelenkt hat, in ihrer östlichen Fortsetzung den unteren Theil der Gottesackerwände, welche sie mit der vorhergehenden Welle wesentlich zusammensetzt.

Die beiden letzten Wellen erscheinen übrigens in den Gottesackerwänden eher über- als nebeneinander, gleichsam auf einen Abhang hinaufgestaut und überdies durch eine Faltenverwerfung gestört. Im weiteren Verfolg nach Osten legt sich der Abhang der Gottesackerwände etwas flacher, wodurch die denselben zusammensetzenden Wellen wieder selbständiger werden, also nebeneinander, statt übereinander erscheinen. Dieselben streichen, die vom Subersbache an eingeschlagene Ost-Süd-Ost-Richtung beibehaltend, gegen den unteren Theil von Riezlen im Mittelbergthale aus, wo sie sich unter dem Flysch verlieren.

An diese letzten Wellen, welche sich unmittelbar vom Rheine durch den hinteren Bregenzer Wald ins Algäu hinein verfolgen lassen, schliessen sich nordwärts im bayerischen Theile des Kreidegebietes noch weitere vier Wellen bis in die Gegend von Langenwang im Illerthale an. Diese Wellen, die sich nur auf kurze Erstreckung im Streichen verfolgen lassen, zeigen das Eigenthümliche, dass sie von der nordost-südwestlichen Streichrichtung der letztbeschriebenen Wellen, welche wir in den Gottesackerwänden verfolgt haben, successive abweichen. Zunächst wird die Streichrichtung wieder eine ost-westliche, bei der nördlichsten Welle sogar schon mit einer Wendung gegen Nord-Ost, so dass man einen allmäligen Uebergang sieht in die nordost-südwestliche Streichrichtung, welche die nun folgenden Flysch- und Molassewellen annehmen, und welche auch der letzte Aufbruch von Kreidebildungen mit Schweizer Typus in dem langen Zuge des Grünten zeigt.

Im bayerischen Theile des Kreidegebietes treten also die Kreidewellen, bevor sie sich unter der Flyschdecke verlieren, radienartig auseinander. Dieselben convergiren gegen eine Stelle, welche südlich der jurassischen Klippe des Feuerstädt liegt, ein Umstand, der für die Tektonik der Gegend seine Bedeutung zu haben scheint und auf welchen wir weiter unten zurückkommen wollen.

Wie aus dem Vorstehenden sich ergibt, lassen sich also am rechten Rheinufer nicht weniger als acht von einander unabhängige Endigungen der von Osten herüberstreichenden Kreidewellen unterscheiden. Im weiteren Verfolg nach Osten, speciell in den Profilen 5 und 6 (Tafel XIX a), welche von der Gegend des Hohen Freschen und Hohen Blanken aus die Wellen senkrecht schneiden, vermehrt sich diese Zahl sogar durch Hinzutreten von untergeordneten Faltungen. Es ist dies, wie schon v. Richthofen an mehreren Stellen betont, der complicirteste Theil des Kreidegebietes. Jenseits der Ache (Prof. 1 bis 4, Taf. 19 a) vereinfacht sich der Bau allmälig. Die Wellen streichen viel ruhiger und harmoniren überall gut mit dem Relief der Landschaft. Nach und nach verlieren sich einzelne Wellen und speciell in dem Profile (1, Taf. 19 a), welches vom Hoch-Ifer aus quer über den Gottesacker verläuft, verfliesst so ziemlich Alles zu einem grossen, an seinem Nordrande eingeknickten Gewölbe.

Die westlichen Endigungen der Wellen am Rheine streichen nicht ganz parallel, sondern divergiren ein wenig radienartig nach Südwest. In ihrem Baue zeigen dieselben eine auffallende Uebereinstimmung, indem sie nach aussen oder nach der Seite des Vorlandes stark überkippt, die nördlicheren sogar vollkommen liegend sind. Erst im weiteren Verfolg nach Osten, gegen die erste der drei oben besprochenen Culminationslinien, stellen sich die Aussenschenkel allmälig etwas mehr auf.

Vergleicht man die von Nordosten wenig verschiedene Streichrichtung, in welcher die Kreidewellen das Rheinthal erreichen, mit der allgemeinen Streichrichtung der Alpenkette, welche in diesem Theile ostnordost-westsüdwestlich verläuft, so erscheinen die Kreidewellen aus dieser normalen Streichrichtung abgelenkt, und zwar so, dass sie in der Strecke von ihrem Westende gegen die erste Culminationslinie hin sich von der Centralaxe des Gebirges immer weiter entfernen, oder umgekehrt, aus der Gegend der Wasserscheide nach dem Rheine hin, der Centralaxe sich nähern. Die Wellen erscheinen also am Rheine gewissermassen geschleppt, und die nach Westen zunehmende Intensität der Faltung in Uebereinstimmung mit der Ablenkung aus der normalen Streichrichtung zeigt, dass die horizontale Bewegung der Massen gegen das hohe Gebirge am Rheine eine grössere gewesen sein muss, als in der Gegend der Wasserscheide, oder umgekehrt, wenn wir uns die Bewegung vom Gebirge her denken, dass die Massen in der Gegend der Wasserscheide weiter nach auswärts gedrängt erscheinen als am Rheine.

Verfolgen wir die Wellen von der Wasserscheide nach Osten in den hinteren Bregenzer Wald, so sehen wir dieselben, wie schon mehrfach erwähnt, rein ostwestlich streichen. Dieselben weichen also auch hier von der normalen Streichrichtung der Alpenkette ab, und zwar so ziemlich um denselben Winkel wie am Rheine, nur nach der entgegengesetzten Richtung. Die Entfernung von der Centralaxe des Gebirges findet nämlich hier nach Westen hin statt, und zwar wieder gegen die Linie, entlang welcher die Wellen zum ersten Male culminiren, oder nach der Gegend der Wasserscheide und des complicirtesten Baues.

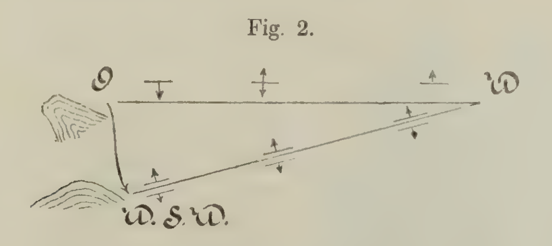
Am allerklarsten sieht man dieses Verhältniss an dem Baue der jurassischen Hauptwelle. Wie bereits oben erwähnt, taucht dieselbe ober der Süttiser Alpe unter den Kreidebildungen auf, schwillt bis in die Gegend der Canisfluh an und nimmt von da nach Osten wieder ab, bis sie sich bei der Satteleckalpe wieder unter den Kreidebildungen verliert. Ihr Südschenkel ist verhältnissmässig flach, der Nordschenkel dagegen steil bis überhangend, so dass sie im Ganzen eine Art schiefes Tonnengewölbe bildet. Dieses Tonnengewölbe ist von zwei tiefen, so ziemlich parallelen Spalten durchsetzt, von deren einem, der zwischen Au und Sehnepfau südost-nordwestlich verläuft und sich bis gegen Schröcken verfolgen lässt, oben bereits die Rede war. Der zweite Spalt verläuft etwas östlich von der Alpe Hofstätten, welche man auf dem Wege von Mellau nach der Canisfluh passirt.

Durch diese zwei Spalten zerfällt das Juragewölbe in drei Theile, welche von Ost nach West die Namen: Mittagfluh, Canisfluh und Hoher Koyen führen und, wie sich schon aus dem Umstande erkennen lässt, dass wir hier drei verschiedene Benennungen finden, landschaftlich selbstständig wirken. Die verschiedene Physiognomie, welche die drei Theile der Jurawelle, zumal von Norden her gesehen, bieten, ist eine reine Folge der verschiedenen Stellung, welche der Nordschenkel bei den drei Wellenpartien einnimmt und der hieraus resultirenden verschiedenen Art der Wirkung, welche die Denudation übt.

An der Mittagfluh sehen wir nämlich den Nordschenkel der Welle unter etwa 60 Grad vom Berge weg nach Nord einfallen. An der eigentlichen Canisfluh stellt sich der Nordschenkel etwas steiler, beinahe senkrecht. Die Partie des Hohen Koyen ist endlich ganz überstürzt und der Nordschenkel fällt mit steiler Neigung gegen den Berg ein.

Betrachtet man die Welle als Ganzes, d. h. sieht man von den beiden die Welle durchsetzenden Spalten ab, so zeigt dieselbe einen windschiefen Bau in der Art, dass von Ost nach West die Intensität der Faltung grösser wird. Der westliche Theil erscheint also durch den horizontalen Schub viel stärker afficirt, gleichsam gegen das Vorland weiter hinausgedrängt, als der östliche.

Fig. 2.



Um dies leichter begreiflich zu finden, braucht man sich nur die Frage zu beantworten, was man thun müsste, um die in der eben angegebenen Art windschiefe Jurawelle wieder auf den regelmässigen symmetrischen Bau zurückzubringen. Man müsste sie offenbar an ihrem

Westende um ein Stück zurückschieben können, wodurch einerseits der hier überkippte Nordschenkel eine zum Südschenkel symmetrische Lage, andererseits die ganze Welle die normale Streichrichtung der Alpenkette erhalten würde, so wie dies das vorliegende Schema (Fig. 2) zeigt.

Die Kreidewellen erscheinen sonach entlang der ersten Culminationslinie aus ihrer normalen Streichrichtung nach der Seite des Vorlandes herausgedrängt und verlaufen in einem auffallenden Bogen, als würden sie einem festen Hindernisse ausweichen, welches hier local die horizontale Bewegung der Sedimentärmassen gegen den krystallinischen Kern des Gebirges hemmte oder, wenn wir uns die Bewegung von Seite des Hochgebirges her denken, welches die Wellen entlang dieser Linie weiter gegen das Vorland herausdrängte, als dies zu beiden Seiten nebenan der Fall ist. Die nächste Aufgabe, zu welcher nun die thatsächlichen Verhältnisse im Wellenbaue der Vorarlberger Kreide drängen, ist wohl die Aufsuchung dieses Hindernisses.

Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, dass sich jede Unregelmässigkeit des krystallinischen Gebirgskernes, an welchem sich die vorgelagerten Sedimentärmassen aufstauen, auf die Tektonik dieser Massen geltend machen muss, mögen wir uns nun die Bewegung von der Seite des Vorlandes gegen diesen Kern oder umgekehrt denken. Ebenso gewiss dürfte es sein, dass der Horizontaldruck, durch welchen die Alpenkette aufgestaut wurde, in erster Linie senkrecht zum Streichen des Kettengebirges gewirkt hat und wirkt.

Betrachten wir nun die Richtung der Linie, entlang welcher die Wellen des Vorarlberger Kreidegebietes, vom Rheine an gerechnet, zum ersten Male culminiren, und gegen welche die beiden eben besprochenen Streichrichtungen der Kreidewellen unter einem stumpfen Winkel convergiren, so ist dieselbe, wie bereits angeführt, so ziemlich durch die Punkte Hochälpele und Hoher Blanken bestimmt und steht senkrecht zur normalen Streichrichtung der Alpenkette. Da die Wellen entlang dieser Linie aus der normalen Streichrichtung herausgedrängt sind, musste das Hinderniss, welches diese Unregelmässigkeit bedingt, wohl entlang dieser Linie, senkrecht zum Streichen der Alpenkette wirken und wir müssen dasselbe daher entlang dieser Linie suchen.

In der That gelangt man auch, wenn man die bezeichnete Linie sich hinreichend nach der Seite des Hochgebirges verlängert denkt, genau an jene eigenthümlich vorspringende Ecke, welche das alte krystallinische Gebirge auf der rechten Seite der Rheinbucht bildet und welche durch die Höhenpunkte des Lobspitz und Hochjoch bezeichnet ist. Diese Ecke bildet auffallender Weise zugleich den Mittelpunkt zu jenem Bogensegmente, das die Wellen des Vorarlberger Kreidegebietes durchlaufen, wie dies ein einfacher Versuch mit dem Zirkel etwa auf der geologischen Uebersichtskarte der Schweiz lehrt. Um dieses tektonische Centrum schwingen sich also die Wellen des Vorarlberger Kreidegebietes in weitem Bogen herum.

Aber nicht nur an den Kreidewellen, sondern auch an dem Wellenverlaufe des triadischen Hinterlandes beobachtet man, wie aus

den Darstellungen v. Mojsisovics[1]) hervorgeht, dieselbe Erscheinung, nur mit dem Unterschiede, dass die Bogenwendung, je näher an das tektonische Centrum, eine um so schärfere, sowie die Intensität der Stauung eine grössere wird, so dass die einzelnen Wellen meist schon an der Stelle der grössten Krümmung gerissen sind, und wir daher nur ihre Trümmer in Form von übereinander gethürmten Schollen sehen.

Die Wellen verlaufen also innerhalb des Wirkungsbereiches des tektonischen Mittelpunktes concentrisch, nach aussen successive Bogen von grösserem Radius bildend und an Intensität abnehmend.

Wo die Thatsachen so klar sprechen, wie im vorliegenden Falle, da lässt sich wohl an dem engen Zusammenhange der Erscheinungen kaum zweifeln und wir müssen den Vorsprung, den die krystallinische Zone im Osten der Rheinbucht bildet, als Ursache der Bogenwendung der vorgelagerten Sedimentärwellen auffassen, kurz wir können an der Stauungserscheinung kaum zweifeln.

Weniger bestimmt gestaltet sich die Antwort, wenn wir um die Art und Weise des Vorganges fragen, durch welchen diese Stauungserscheinung zu Stande kam, und um die letzten Ursachen, welche sie bedingen. Trotz dieser Unbestimmtheit dürften einige kurze Worte zur Charakteristik des Standpunktes, von dem aus die vorliegende tektonische Studie gemacht wurde, nicht überflüssig erscheinen.

Dass es horizontal wirkende Kräfte sind, durch welche unmittelbar die Gebirge aufgestaut wurden, wird von den meisten neueren Forschern, welche sich mit der Frage der Gebirgsbildung beschäftigt haben, von Const. Prévost bis auf die neuesten Arbeiten von Mallet, Suess und Heim zugegeben. Dessgleichen begegnet die Auffassung, dass die Gebirgsketten jenen Linien entsprechen, an denen die Erdkruste dem horizontalen Drucke nachgegeben, oder was dasselbe ist, an denen sich die aus der Abkühlung resultirende, in der ganzen Erdkruste gleichmässig vertheilte Spannung ausgeglichen hat, allgemeiner Zustimmung. Nun dürften aber die Stellen, welche dem Horizontaldrucke nachgegeben haben, kaum die stärksten, sondern im Gegentheile die schwächsten Stellen der Erdrinde sein und die rein theoretische Frage spitzt sich sonach dahin zu, woher es komme, dass gewisse Theile der Erdrinde, welche, wie uns die Kettengebirge lehren, einen linearen Verlauf haben, schwächer sind als andere.

Leconte, Dana und mit ihnen andere amerikanische Forscher suchten, anknüpfend an die Senkungshypothese Prévost's, die Antwort auf diese Frage so zu finden, dass sie sich vorstellen, die tiefsten Stellen eines Senkungsfeldes im Prévost'schen Sinne oder einer Geosynklinale geriethen in eine Tiefe, in der sie durch die Erdwärme erweicht, daher weniger resistent und in Folge dessen gefaltet und gehoben würden. Einer solchen Hypothese widerspricht jedoch schon der einfache Umstand, dass in den sedimentären Zonen der Gebirge die Seichtseebildungen entschieden vorwiegen, während der Hypothese Dana's zu Folge wenigstens in den älteren Formationen lauter Bildungen der tiefsten See zu finden sein müssten. Zudem lässt sich,

[1]) v. Mojsisovics, Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. Jahrb. der k. k. geolog. Reichs.-Anst. 1873.

wenn wir, wie dies von Const. Prévost und Allen, die später in seine Fusstapfen getreten sind, geschehen, von der Laplace'schen Theorie ausgehen, eine schon mehrfach angeregte, viel ungezwungenere Erklärung denken.

Anknüpfend an die Laplace'sche Hypothese ist wohl für die Theorie der Gebirgsbildung jene Phase der Erdbildung am wichtigsten, wo auf der Erdoberfläche sich in Folge der Abkühlung eine feste Kruste zu bilden begann, und es ist sehr wichtig, sich darüber klar zu werden, in welcher Weise diese Krustenbildung vor sich gegangen sein mochte. Die Annahme, dass sich gleichzeitig eine gleichmässig dicke Erstarrungskruste ringsum gebildet habe, ist gewiss nicht die einzig zulässige. Im Gegentheile dürfte, nach Analogie an anderen Himmelskörpern und Vorgängen in der Natur die Vorstellung Vieles für sich haben, dass die Erstarrung von gewissen Centren ausgehend, nach und nach um sich griff. Das Resultat dieses Vorganges wären feste Schollen, die, dem Processe ihrer Entstehung entsprechend, im Querschnitte Linsenform haben, d. h. in der Mitte am stärksten, gegen die Ränder zu schwächer sein mussten. Dabei ist nicht einmal die Annahme der Gleichzeitigkeit für den Beginn der Bildung dieser Schollen nothwendig. Die Bildungsperioden derselben können verschieden lang sein und demgemäss wird auch die relative Grösse der Schollen abweichen können in gleicher Weise, wie ihre Form.

Wenn nun bei fortschreitender Erstarrung diese verschieden grossen und abweichend geformten Schollen endlich mit ihren schwachen Rändern aneinanderstossen, haben wir in den Nähten jene Linien gegeben, denen die schwächsten Stellen der Erdrinde entsprechen und an denen, bei fortgesetzter Abkühlung und Volumverminderung des Erdkörpers, jene Spannung sich ausgleicht, welche durch die horizontalen Componenten der Schwere der nachsinkenden erstarrten Oberflächenmassen erzeugt wird.

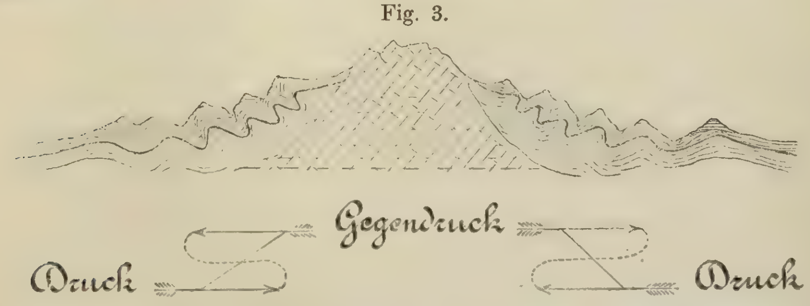
Dass das Ausweichen der Massen, durch welches entlang den Linien des geringsten Widerstandes der aus der Contraction resultirende Raumverlust ausgeglichen wird, nach der Seite des geringsten Widerstandes, also in den Luftraum erfolgt, ist selbstverständlich, oder mit anderen Worten, die erstarrten Massen werden entlang den Nähten der Urschollen gehoben. Die aufgestülpten Ränder der Schollen und die zwischen diesen theilweise emporgepressten tieferen plutonischen Massen bilden also die erste Anlage oder die Axe des Gebirges, gegen welche von beiden Seiten der Druck erfolgt und die sonach als das Resultat und nicht als die Ursache des Seitendruckes erscheint.

Die S-förmige Form der Faltenbildung, die, an Intensität abnehmend, sich von der Centralaxe des Kettengebirges nach beiden Seiten hin verfolgen lässt und eine symmetrische Anordnung zeigt, ist eine reine mechanische Folge der schiefen Stellung, welche die Ränder der Schollen bei der Stauung annehmen, im Vereine mit der fortgesetzt horizontalen Wirkung des Seitendruckes, wie es die folgende Figur zeigt.

Dass die Hebung der Axe schon vor jener Zeit stattgefunden, in welcher die ersten ihr angelagerten Sedimente sich gebildet, folgt schon

aus dem Begriffe der letzteren. Denn woher sollten die Sedimente kommen, wenn wir kein trockenes Land haben, von dem sie genommen wurden. Andererseits dürften uns die tektonischen Erscheinungen, die wir an den Sedimentärzonen der Gebirge bis zu den jüngeren Ablagerungen hinab sehen, kaum darüber im Unklaren lassen, dass die horizontale Spannung, entsprechend der fortschreitenden Abkühlung der Erde bis in die jüngste Zeit angehalten und wahrscheinlich noch anhält.

Fig. 3.



Die einzelnen Faltungen und Störungen, denen wir zu beiden Seiten der Centralaxe eines Gebirges begegnen, stammen sonach aus sehr verschiedener Zeit und folgen successive von der Axe gegen das Vorland zeitlich aufeinander. Es wäre Aufgabe der Tektonik, ihr relatives Alter festzustellen, analog wie die Stratigraphie das relative Alter der Sedimente festzustellen sucht. Anhaltspunkte für Untersuchungen dieser Art dürfte neben dem Umstande, dass die jüngeren Störungen durch die älteren immer bestimmt und grossentheils bedingt werden, auch wesentlich die Vertheilung der Sedimente bieten.

Ein einzelnes Beispiel für die Art und Weise, wie die jüngeren tektonischen Erscheinungen von den älteren sich abhängig zeigen, scheint sich bei der nun noch erübrigenden Besprechung der tektonischen Verhältnisse des Vorarlberger Kreidegebietes, wie sie uns im hinteren Bregenzer Walde und weiter gegen Osten entgegentreten, zu ergeben.

Was zunächst die Erscheinungen in den Kreidewellen des hinteren Bregenzer Waldes betrifft, so scheinen dieselben im innigsten Zusammenhange zu stehen mit den beiden Querrissen, welche, wie bereits oben mitgetheilt wurde, das jurassische Gewölbe durchsetzen. Diese Risse verlaufen so ziemlich parallel und haben nahezu die Richtung der mehrfach erwähnten Linie, in welcher die Wellen vom Rheine an zum ersten Male culminiren, stehen sonach auf der Normalstreichrichtung der Alpen beinahe senkrecht. Der östlichere der beiden Risse durchsetzt nur das Juragewölbe zwischen Au und Schnepfau, erstreckt sich aber nicht mehr auf die vorgelagerten Kreidewellen, sondern ist in diesen durch die oben näher besprochenen Depressionsstellen, die sich als Folge einer entlang der Bruchlinie wirksamen Tension ergeben, vertreten.

Die stauende Rückwirkung der als tektonischen Mittelpunkt oben geschilderten krystallinischen Ecke des Hochjoch machte sich, nachdem

der Riss eingetreten, fortan nur auf das westlich von diesem liegende Gebiet hauptsächlich geltend, während die östlich vom Risse liegenden Massen in ihrer Bewegung gegen das Hochgebirge weniger gehindert wurden. Daher die verhältnissmässig ruhigeren Lagerungsverhältnisse im östlichen Theile des Kreidegebietes gegenüber dem complicirten Baue im westlichen, auf welchen Unterschied schon v. Richthofen[1]) aufmerksam macht, sowie die Tensionserscheinung an der Grenze der beiden Gebiete.

Dass die Tension entlang der Depressionslinie im hinteren Bregenzer Walde nicht bis zum Risse gediehen, scheint durch den zweiten Riss, welcher bei der Alm Hofstätten das Juragewölbe durchsetzt und sich im Gegensatze zu dem ersteren auch auf die vorgelagerten Kreidewellen erstreckt, bedingt zu sein. Durch das Eintreten dieses zweiten Risses erscheint der stauende Gegendruck der krystallinischen Ecke auf das zwischen dem ersten und zweiten Risse gelegene Bodenstück ausser Action gesetzt und die unmittelbare Wirkung dieses Gegendruckes auf das westlich von dem zweiten Bruche liegende Gebiet beschränkt, in welchem sich dieselbe dann aber um so intensiver äussert.

Dass wir es hier in der That mit einem Risse zu thun haben, der durch eine horizontal und senkrecht zur Streichrichtung der Wellen wirkende Kraft erzeugt worden, dafür sprechen die Erscheinungen, wie man sie zu beiden Seiten des Risses, sowohl an der Jurawelle, als auch besonders da sehen kann, wo er die Gunterhang-Gopfbergwelle durchsetzt, nämlich in der Schlucht zwischen Mellau und Reutte. Wie schon oben bemerkt, bildet der zweite Riss die Grenze zwischen den Hoher Koyen und Canisfluh genannten Partieen der Jurawelle. Während nun östlich vom Risse, an der Canisfluh, die Schichtstellung am Nordabhang eine von der verticalen wenig verschiedene ist, zeigt sich die Partie westlich vom Risse, der Hohe Koyen, ganz überstürzt. Die Rückwirkung des Gegendruckes ist hier also viel intensiver als an der Canisfluh. Hiemit übereinstimmend zeigt sich in der nördlichen Fortsetzung des Risses, da wo er die Guntenhangwelle zwischen Mellau und Reutte trifft, die linke Thalwand gegen die rechte in der Art verschoben, dass die correspondirenden Theile auf der linken Seite sich etwas nördlicher zeigen als auf der rechten. Hiemit in vollkommener Uebereinstimmung steht die schöne Schleppungserscheinung, wie man sie etwas nördlich von dem Weiler Klaus am Südabhang des Bayenberges sieht. Auch eine bis in die nächste Nähe von Mellau reichende Falte am Nordabhange des Guntenhang, welche von Gault- und Seewerbildungen ausgefüllt ist, zeigt dieselbe Abweichung aus der ostwestlichen Streichrichtung gegen Süd. Die Schleppungen scheinen Reste einer Knickung der Kreidewellen im Streichen zu sein, welche durch den Riss in der Jurawelle veranlasst wurde und dem Risse in den Kreidewellen vorausging. In der weiteren Fortsetzung des Risses, da wo er die Winterstaudenwelle zwischen Klausberg und Bezek trifft, sieht man keine Schleppungs-

[1]) v. Richthofen, Kalkalpen Jahrb. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1861/2, pag. 185.

erscheinung, wohl aber scheinen auch hier die Thalwände in der gleichen Art wie bei der Guntenhangwelle ein wenig gegen einander verschoben zu sein.

Die Erscheinungen im hinteren Bregenzer Walde zeigen uns also deutlich den Einfluss der einzelnen isolirten Partieen der Jurawelle auf die vorgelagerten Kreidemassen und werden unter dem Gesichtspunkte einer Stauung des Vorlandes an der krystallinischen Ecke des Hochjoch gut verständlich.

Doch nicht nur die einzelnen Partieen des Juragewölbes, sondern auch dieses als Ganzes aufgefasst, übt seine Wirkung auf das Vorland. Diese wird jedoch nur verständlich, wenn wir den Einfluss einer zweiten Jurawelle, welche in dem eben behandelten Gebiete auftritt, mit in Combination ziehen. Diese Jurawelle, welche wohl grossentheils denudirt, nur in einzelnen Resten, wahren Klippen, innerhalb der nördlichen Flyschzone zu Tage tritt, ist hauptsächlich durch die Masse des Feuerstädt angezeigt und zeigt sich in Spuren weiter nach Osten am Schelpen und Bolgen, während wir nach Westen hin keine Spur derselben kennen. Hieraus zu schliessen, fällt die grösste Erhebung der Feuerstädtwelle in die Strecke Feuerstädt-Bolgen, also um ein Bedeutendes weiter nach Ost im Vergleich zu dem Tonnengewölbe der Canisfluh.

Bei dem von Seite des Vorlandes gegen den Gebirgskern ausgeübten Drucke und der hieraus sich ergebenden Bewegung der Massen wurden die beiden Jurawellen einander genähert und dadurch die zwischen beiden liegenden Kreidemassen wie zwischen den Backen eines Schraubstockes gepresst. Nun erscheint aber die Feuerstädtwelle der Canisfluhwelle nicht direct vorgelagert, sondern liegt weiter nach Ost so, dass ihr Westende so ziemlich dem Ostende der Canisfluhwelle entspricht. Bei der durch den Seitendruck erzeugte Annäherung wirken also die beiden jurassischen Wellenmassen nicht einander diametral entgegen, sondern aneinander vorbei, wodurch die zwischen beide eingeklemmten Kreidewellen entlang jener Linie, welche die genäherten Enden der Jurawellen verbindet und so ziemlich nordsüdlich verläuft, gezerrt, d. h. aus der ostwestlichen Streichrichtung gegen Süd abgelenkt und zugleich im Niveau herabgedrückt erscheinen, wie dies oben näher beschrieben worden. Die hiedurch erzeugte Störung reicht aus der Gegend von Siebratsgfäll bis an den Ostfuss des Didams und bedingt den Lauf des Subersbaches. (Vergl. unten Fig. 4 a.)

Die unmittelbar südlich vom Feuerstädt liegende Gebirgspartie entspricht, wie wir oben gesehen, der dritten und letzten Hebung des Kreideterrains. Dieselbe fällt in den engeren tektonischen Bereich der Feuerstädtwelle, und daher erklärt sich die Erscheinung, dass der am intensivsten gefaltete Theil dieser Gebirgspartie, die Gottesackerwände, an der jurassischen Welle zunächst sich findet, während wir in weiterer Entfernung gegen Süden viel ruhigere Lagerungsverhältnisse finden (vergl. Prof. 1, Taf. 19 a). Dessgleichen erklärt sich durch den Druck, welchen die präexistirende Unebenheit der Feuerstädtwelle auf die südlich von derselben liegenden Kreidemasse ausübt, die auffallende Convergenz der im bayerischen Algäu neu hinzutretenden Kreidewellen gegen einen Punkt, der südlich von der gröss-

ten Erhebung der Feuerstädtwelle liegt (vergl. unten Fig. 4). In dem Masse, als sich die Feuerstädtwelle nach Osten senkt, schwindet ihr Einfluss auf die Kreidewellen, die in Folge dessen freier werden und, sich auf einen grösseren Raum ausbreitend, radienartig auseinandertreten. Aus demselben Grunde werden aber andererseits auch die Kreidewellen nach Osten flacher und verschwinden allmälig unter dem Flysch. Ihre Hebung über die Flyschdecke erscheint sonach als reine Folge der Druckwirkung, welche in erster Linie die Feuerstädtwelle auf die Kreidemassen ausübt.

Die Unebenheit des Feuerstädt scheint übrigens ihre Entstehung einer anderen zu verdanken, welche das krystallinische Grundgebirge in dieser Gegend etwas weiter nordöstlich vom Feuerstädt bilden dürfte. Schon Murchison[1]) hatte die Beobachtung gemacht, dass am Bolgenberge, nahe nordöstlich vom Feuerstädt, sich grosse, eckige Blöcke von granitischem Gneiss und Schiefer in grosser Menge finden, und da er einzelne Spitzen der krystallinischen Felsart bis 300 Fuss über die Oberfläche aufragend fand, nahm er an, dass der von jüngeren Bildungen zugedeckte Kern des Berges einer vorragenden Spitze des krystallinischen Grundgebirges entspreche (vergl. Prof. 4, Taf. 36 l. c.)

Dem entgegen führt Prof. Gümbel[2]) an, dass die krystallinischen Blöcke, die sich im Thale der Bolgenache in grosser Menge finden, aus einem dem Flysch eingelagerten Riesenconglomerate stammen, dessen Ursprung ähnlich jenem der erratischen Bildungen sei. Indessen kann Prof. Gümbel die Provenienz der Blöcke nicht genauer angeben, denn wie er (pag. 621 l. c.) bemerkt, stimmen die verschiedenen Gesteinsarten des Conglomerates nicht mit jenen, die in den benachbarten Centralalpen das Urgebirge zusammensetzen. Auch enthalten die Conglomerate (pag. 626 l. c.) nur äusserst selten Kalkbrocken eingemengt, so dass das Materiale derselben kaum aus den Centralalpen in der Richtung der Kalkberge herstammen kann. Hiernach scheint sich die übrigens locale Erscheinung doch noch am besten zu erklären, wenn wir mit Murchison das Vorhandensein einer durch jüngere Bildungen zugedeckten krystallinischen Klippe annehmen, welche zu dem Conglomerate das Materiale geliefert hat. Mit der Annahme einer solchen Unebenheit des krystallinischen Untergrundes scheint, ausser den bereits angeführten Erscheinungen in der südlich dieser Klippe gelegenen Kreidegegend, auch der eigenthümliche Verlauf des triadischen Gebirgsrandes übereinzustimmen, der in einiger Entfernung, gleichsam der krystallinischen Unebenheit ausweichend, in einem auffallenden Bogen verläuft und so eine Art weite Bucht an dieser Stelle bildet.

Sämmtliche Einzelheiten im Wellenbaue des Vorarlberger Kreidegebietes lassen sich sonach sehr gut unter dem einen Gesichtspunkte erklären, dass bei der grossen, durch die horizontalen Componenten der Schwere an den schwächsten Stellen der Erdrinde verursachten Bewegung der Massen, die in unserem Falle von Seite des Vorlandes

[1]) Murchison, Structure of the Eastern Alps. Trans. geol. soc. London. Vol. II, 2. Ser. pag. 334.
[2]) Gümbel, Bayer. Alpen, pag. 625.

gegen die Centralaxe der Alpen gerichtet ist, jene Ecke, welche das alte Gneissgebirge im Osten der sog. Rheinbucht bildet, ein stauendes Hinderniss gebildet habe, in Folge dessen sich die vorgelagerten Wellen in einer von der normalen abweichenden Richtung ausgebildet haben.

Eine secundäre Erscheinung in der Tektonik des Kreidegebietes bildet die Abhängigkeit, in welcher wir die jüngeren Kreidewellen von den älteren Jurawellen sehen.

Die nachfolgende schematische Skizze (Fig. 4) dürfte besser, als dies mit Worten geschehen könnte, einen Ueberblick der im Vorhergehenden geschilderten tektonischen Verhältnisse des Vorarlberger Kreidegebietes liefern[1]).

Fig. 4.



Wie man sieht, ist das Bild der tektonischen Verhältnisse diesseits des Rheins ein sehr einheitliches und unter den oben näher angedeuteten theoretischen Gesichtspunkten gut verständlich. Da dasselbe aber im Westen an einer Linie abschneidet, welche in der Literatur als eine Störungslinie von ganz besonderer Bedeutung angeführt erscheint, dürfte es an dieser Stelle nicht ohne Interesse sein, einen Blick auf die tektonischen Verhältnisse jenseits des Rheins zu werfen.

Speciell sieht v. Richthofen[2]) für die älteren Formationen in dem Rheinthale „eine der grossartigsten Verwerfungsspalten

[1]) In Fig. 4 sollen die schwarzen Linien den Verlauf und die Intensität der Kreidewellen, die punktirten den Verlauf der Triaswellen andeuten.

[2]) v. Richthofen, Kalkalpen. Jahrb. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1861 bis 1862, pag. 190.

in den Nordalpen, nur noch vergleichbar derjenigen bei Wien". Dagegen gibt derselbe von den jenseits des Rheins liegenden Kreidebildungen des Sentis an, dass sie sich sowohl in stratigraphischer als auch in tektonischer Hinsicht „dem vorarlbergischen Kreidegebiete inniger anschliessen als dem schweizerischen westlich von der Linth", und mit dem ersteren zusammen sogar einen und denselben tektonischen Bezirk bilden, dessen Knotenpunkt die Canisfluh sei. Wie oben gezeigt worden, ist es nicht die Canisfluh, sondern die krystallinische Ecke an der Ostseite der Rheinbucht, welche für den Bau der ganzen Umgebung als tektonischer Mittelpunkt erscheint, und dies dürfte die einzige Correctur sein, welche man an dem sonst vollkommen zutreffenden Bilde, welches v. Richthofen von der Tektonik der jüngeren Sedimente in dieser Gegend entwirft, vorzunehmen hätte. Die Kreidewellen, wie sie nach der Depression am Rheine im Sentis wieder auftauchen, streichen in genau derselben Direction, welche sie in Vorarlberg gegen den Rhein hin annehmen. Dessgleichen zeigt sich der Wellenbau des Churfirstengrates in vollkommener Uebereinstimmung mit der Richtung, in welcher die südlichsten Kreidewellen in Vorarlberg bei Feldkirch endigen. Die Wellen streichen nämlich quer nordost-südwestlich über den so ziemlich ostwestlich hinziehenden Churfirstengrat, der mitunter fälschlich als Churfirstenkette besprochen wird, die jenseits des Rheins im Falknis und der Sulzfluh ihre Fortsetzung finde. Zum Begriffe einer Kette würde es vor Allem gehören, dass die Wellen parallel der Längsausdehnung des Grates verlaufen, was hier nicht der Fall ist, sondern die Wellen setzen in den Churfirsten in der schon in Vorarlberg eingeschlagenen nordost-südwestlichen Richtung fort, wie man sich z. B. an der tiefen Falte, die aus der Gegend von Grabs gegen Wallenstadt verläuft und ober der Alpe Vergooden bei Wallenstadt im Querrisse prachtvoll zu sehen ist, auf das Klarste überzeugen kann.

Auch weiter westlich in der Gegend von Wesen setzen die Wellen in der gleichen nordost-südwestlichen Richtung über den Wallensee, ja sie behalten diese Richtung auch jenseits der Linth noch, wie sich dies in dem Faltenbruche südlich von Näfels auf das Allerklarste ausprägt und sich auch selbst weiter noch im oberen Klönthale aufs deutlichste beobachten lässt. Die Mittheilungen des Herrn Prof. Heim[1]) in Bezug auf die Streichrichtungen in den Churfirsten und weiter östlich sind sonach nicht richtig.

Verfolgt man die Richtung der tiefen Mulde zwischen Grabs und Wallenstadt über das Thal des Wallensees hinüber nach dem südlich von diesem Thale liegenden älteren Glarner Sedimentgebirge, zu dem sich die Churfirsten nur wie ein Mantelrest von jüngeren Ablagerungen verhalten, so findet man in der Richtung der angegeben Mulde einen auffallenden langen, schmalen Zug, den in erster Linie die Bildungen der Röthigruppe und des Lias zusammensetzen und der sich vom Gulderstock über Weissmeilen und die Alpe Brod bis in die Nähe des Wallensees zieht. Parallel zu

[1]) Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. Th. pag. 150.

diesem Zuge läuft die Rinne des Schilzbaches, sowie überhaupt die von Süden her gegen das Thal des Wallensees mündenden Seitenthäler alle die gleiche auffallende nordost-südwestliche Richtung haben, wie das Murgthal, Weisstannenthal, Taminathal etc., so dass man auf den ersten Blick die Vermuthung nicht unterdrücken kann, dass dieselbe Art des Wellenbaues, welche wir an dem aus jüngeren Sedimenten bestehenden Mantel der Churfirsten mit aller Klarheit sehen, auch für den älteren Untergrund massgebend sei, also auch südlich vom Thale des Wallensees die Wellen nordost-südwestlich streichen und die von dieser Seite herabkommenden Thäler sonach Längsthäler sind.[1])

Dem ist jedoch, wie uns die jüngsten Arbeiten des Herrn Prof. Heim sehr ausführlich lehren, nichts weniger denn so. Wir befinden uns vielmehr hier im Gebiete der berühmten Glarner Schlinge, welche, im Widerspruche mit der Tektonik ihrer ganzen nächsten Umgebung eine Doppelfalte von colossalen Dimensionen vorstellt, deren Symmetrielinie so ziemlich ostwestlich (20° N.) verläuft, sonach mit der Richtung, in welcher die Wellen von Norden herüberkommen und in der ganzen Umgebung streichen, einen auffallenden Winkel einschliesst.

Schon der Umstand, dass wir es hier mit einer Doppelfalte, also mit zwei unmittelbar benachbarten nach gerade entgegengesetzter Richtung in einem ganz exorbitanten Massstabe überschobenen Falten zu thun haben, muss zu grosser Vorsicht mahnen. Eine solche Erscheinung ist etwas, was nach allen Erfahrungen, die man sonst in Betreff der tektonischen Verhältnisse der Nordalpen gemacht hat, sich als eine ganz auffallende Ausnahme herausstellt. Wenn eine solche Ausnahme Geltung behalten soll, dann muss die Beweisführung zur vollen Evidenz gebracht sein, und dürfen sich durchaus keine Erscheinungen finden lassen, die gegen die Annahme eines solchen Phänomens sprechen.

Die Summe der Beweise, welche sich für die Richtigkeit des Phänomens der Glarner Doppelfalte erbringen lassen, hat in jüngster Zeit Herr Prof. Heim im ersten Theile seiner ausgezeichneten „Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung“ zum Theile nach Herrn Escher's, grossentheils aber nach eigenen Beobachtungen zusammengetragen.

Wenn man nach Durchlesen der von der Glarner Doppelfalte handelnden Capitel des lehrreichen Heim'schen Werkes die Gründe, welche für die Richtigkeit der Glarner Doppelfalte sprechen, gegen jene Erscheinungen abwägt, welche gegen dieselbe sprechen, und die mit sichtlicher Mühe immer erst einer ziemlich weit hergeholten Erklärung unterzogen werden müssen, wenn sie sich in den Rahmen der Doppelfalte fügen sollen, kann man unmöglich den Eindruck der Ueberzeugung gewinnen.

Fragen wir uns einmal, auf welchen Beobachtungen beruht in erster Linie die Annahme der Glarner Doppelfalte, oder besser, da die Südfalte, die aber auch auf das Beste mit dem für die Nordalpen

---

[1]) Man vergleiche zur besseren Orientirung Blatt IX der geologischen Karte der Schweiz.

allgemeinen Baue harmonirt und sich eigentlich als ein Faltensystem darstellt, über jeden Zweifel festgestellt ist, worauf beruht die Annahme der dem allgemeinen Baue der Nordalpen durchaus widersprechenden und in ihren Dimensionen die Südfalte weitaus übertreffenden Nordfalte.

Es sind vor Allem zwei Beobachtungen, auf denen die Annahme der grossartigen Nordfalte der Glarner Schlinge in erster Reihe fusst, nämlich: 1. die unmittelbare Zugehörigkeit der Kalkmasse des Griesstockes zu jener der Schächenthaler Windgälle und 2. das eocäne Alter der ganzen Masse dunkler Schiefer, welche zwischen Linth- und Rheinthal discordant von den Verrucanomassen überlagert werden. Diese letzteren, wiewohl petrefaktenlos, bilden nach Nordwest und Nord hin evident die Unterlage der ganzen übrigen Formationsreihe und stellen sonach unstreitig eines der ältesten Formationsglieder dieser Gegend vor.

Der Beweisführung für die erstere Beobachtung sind grossentheils die vielen schönen Profile gewidmet, welche das Werk des Herrn Prof. Heim zieren.

In den ersten fünf Profilen (Taf. IV l. c.) fällt zunächst neben der grossen, von Süd her überschlagenen Falte, deren aufgebogener Gewölbschenkel in seinen Rudimenten die grosse Windgälle und den grossen Ruchen bildet, eine zweite dieser ersten nördlich vorgelagerte Falte auf, die am klarsten und stärksten im Prof. 4 vortritt und das Wiss-Stöckli bildet. In der Fortsetzung der Streichrichtung dieser evident zur Südhälfte der Glarner Schlinge gehörigen Falte findet sich auffallender Weise der Griesstock, und man wäre im ersten Augenblicke geneigt, zu glauben, dass der Griesstock in ähnlicher Art wie das Wiss-Stöckli gebaut sei, somit auch zur Südfalte gehöre. Indessen bildet der Griesstock, wie Prof. Heim angibt, wie aber die ad. nat. gezeichneten Figuren Prof. VII b, Taf. V und Fig. 4, Taf. X Niemandem beweisen, der nicht viel guten Willen mitbringt, ein nach Süd convexes Knie, dessen Liegendschenkel bis an den Fuss der Schächenthaler Windgälle sich verfolgen lässt.

Wenn man sich mit der Existenz dieses Knies einverstanden erklärt, entsteht zunächst die Frage, ob man dasselbe als einen Rest von Gewölb- und Mittelschenkel oder aber als einen Rest von Mittel- und Muldenschenkel auffasst.

Prof. Heim gibt sich auf einem ziemlich grossen Umwege Mühe, das erstere zu erweisen, wiewohl das letztere nach dem Parallelprofile IV als das natürlichere und wahrscheinlichere erscheinen würde. Den Beweis führt Prof. Heim in der Art, dass er vom Linththale her den sog. Lochseitenkalk, nämlich jene in der Regel dünne Kalklage, welche am Fusse des Glärnisch und weiter im Osten die Unterlage des Verrucano bildet, gegen den Klausenpass zu verfolgt und von ihr angibt, dass sie in weiterer Fortsetzung den Liegendschenkel des nach Süd convexen Kniees des Griesstockes, nämlich die sogenannte Balmenwand, im hinteren Schächenthale bilde.

Leider ist gerade jene Stelle der Beweisführung, wo es sich um den Uebergang von Lochseitenkalk in Hochgebirgskalk handelt, etwas unklar gehalten. Folgend der Darstellung Prof. Heim's bewegen

wir uns vom Linththale her am Nordabhange des Kammerstockes längere Zeit in Lochseitenkalk und abwechselnd in Eocän. Bei Klus endlich treten wir auf einmal sehr unvermittelt (p. 171 l. c.) „an eine 200—280 Meter hohe circusartige Wand aus Hochgebirgskalk, in deren Tiefe discordant südlich einfallend eocäne Schiefer liegen und über welchen concordant ebensolche hinziehen. Der Lochseitenkalk ist also auf viel bedeutendere Mächtigkeit angeschwollen und zugleich ganz in eocänes Gestein eingeschlossen."

Man frägt sich, wenn man diese Stelle gelesen, unwillkürlich nach der Uebergangsstelle, denn daraus, dass der Lochseitenkalk am Klausenpasse in Folge tektonischer Störungen in nächste Nähe von Hochgebirgskalk geräth, folgt noch lange nicht, dass diese beiden eine und dieselbe Bildung seien.

Ebenso unklar ist das Résumé des so wichtigen Capitels (p. 172 l. c): „Der Lochseitenkalk des linken Linthufers setzt in den Kammerstockkalk fort, dieser wickelt am Klausenpass das südliche Ende des überschobenen Verrucano und Dolomites ein und wird dort von Eocän bedeckt. Er streicht weiter und bildet im Hintergrunde des Schächenthales die ganze circusartige Balmenwand von der rechten Thalseite bis zum Griesstock."

Dass die Verhältnisse am Klausenpasse nicht überzeugend sind, liesse sich theilweise schon aus dem Umstande folgern, dass Prof. Heim unter den Beobachtungen (*a*—*g*, pag. 141—142 l. c.), die das oberjurassische Alter des Lochseitenkalkes beweisen sollen, die Stelle am Klausenpasse nicht anführt, trotzdem der ununterbrochene Zusammenhang des Lochseitenkalkes des Glärnisch mit dem Hochgebirgskalke des Griesstockes eine Cardinalfrage für die Richtigkeit der Nordfalte ist. Prof. Heim holt vielmehr seine Beweise für das Alter des Lochseitenkalkes lieber aus der Südfalte, wiewohl auch hier, wie er (pag. 142 l. c.) sagt: „Die verbindende Umbiegung der liegenden Mulde so scharf spitz gequetscht ist, dass sie nicht als solche sichtbar ist, sondern dass nur scheinbar obere Bänke des Hochgebirgskalkes etwas schief nördlich aufwärts sich von der Hauptmasse ablösen, während zwischen diese Bänke und die Hauptmasse Kreide und Eocän hineintreten."

Die Fälle unter der Robialp und bei den Andesteralpen, in denen man nach Prof. Heim die Umkehr des Muldenschenkels sieht, und deren genaue Beschreibung sehr wünschenswerth wäre, sind nicht näher geschildert, sondern nur der eine Fall am Panixer Passe ausführlicher behandelt. Die Verhältnisse am Panixer Passe, wie sie Prof. Heim in Fig. 6, Taf. 16 zeichnet, scheinen aber, nach dem zugehörigen Texte (pag. 185 l. c.) zu urtheilen, auch eigentlich nicht positiv beobachtet, sondern vielmehr erschlossen zu sein, wie aus der Bemerkung (pag. 185 l. c.) hervorgeht: „Zwischen dem flach südfallenden Schichtensystem und dem steil gegen Nord überbogenen Schenkel muss wohl eine verbindende Biegung unter dem Schutte liegen." Leider frägt es sich in diesem Falle, der den continuirlichen Uebergang von Lochseitenkalk in Hochgebirgskalk erweisen soll, nicht, ob eine Verbindung der beiden Muldenschenkel da ist, sondern wie diese Verbinduug beschaffen ist, und ob sie der Darstellung auf Taf. XVI,

Fig. 6, entspricht. Ohne positive Beobachtung liesse sich die Verbindung auch so denken, dass die Bildungen der Röthigruppe, statt unter dem Schutte muldenartig aufzubiegen, wie es das citirte Profil darstellt, eher unter dem Hochgebirgskalk ruhig weiter ziehen, wie sie das sonst überall thun und wir sonach vom Panixer Passe gegen das Vorab eine regelmässige Schichtenfolge vor uns haben.

Die wenigen ziemlich schwer bestimmbaren Fossilien, die man für das oberjurassische Alter des Lochseitenkalkes gewöhnlich ins Feld führt[1]), stammen eigentlich nicht aus diesem, sondern aus wirklichem Hochgebirgskalk. Prof. Heim sagt hierüber (pag. 141 l. c.): „Am Panixer Passe fand Escher in dem in Hochgebirgskalk erweiterten Lochseitenkalk einige Belemniten und mehrere, allerdings specifisch unbestimmbare Reste von planulaten Ammoniten". Und (pag. 142 l. c.): „Der Hochgebirgskalk am Vorab, aus welchem der Lochseitenkalk hervorgeht, enthält oberjurassische Petrefacten."

Die Beweise für das oberjurassische Alter des Lochseitenkalks erweisen sich also bei näherer Untersuchung nicht als sehr schlagend, und es bleibt für die Beurtheilung des Alters dieses Kalkes nur die positive Thatsache seiner Lagerung unter dem Verrucano und über den dunklen Thonschiefern, von deren angeblich eocänem Alter weiter unten die Rede sein soll.

Wenn aber das Alter des Lochseitenkalkes fraglich bleibt, dann fehlt ein Hauptglied in der oben besprocheneu Beweisführung für die Zugehörigkeit des Griesstockes zur Nordfalte. Der Beweis ist so geführt, dass darin das oberjurassische Alter des Lochseitenkalks als fixe Thatsache behandelt erscheint, denn sonst könnte sich Herr Prof. Heim über die Lücke, welche nach seiner Darstellung zwischen Lochseitenkalk und Hochgebirgskalk in der Nähe des Klausenpasses existirt, nicht mit jener Leichtigkeit hinwegsetzen, mit der er es wirklich thut.

Der Lochseitenkalk, stellenweise wie bei Lochsiten kaum einen Meter stark, repräsentirt[2]) „den durch Auswalzen reducirten und stark mechanisch metamorphosirten Mittelschenkel" der Nordfalte, d. h. er soll den einzigen Rest der grossen bis 3000 Meter mächtigen Masse von Sedimenten vorstellen, die wir im Norden sowohl, als Westen und Osten der Verrucanomasse aufgelagert sehen und deren Mächtigkeit durch einen stark hypothetischen Vorgang, das Auswalzen, stellenweise bis unter einen Meter sinken soll.

Abgesehen davon, dass sich Niemand über den Vorgang des Auswalzens eine vernünftige Vorstellung zu machen in der Lage ist, ist eine Erklärung dieser Thatsache auch dann schwer möglich, wenn man mit Herrn Balzer[3]) ein Auskeilen des Jura- und Kreidecomplexes nach Osten annehmen wollte, denn die Jura- und Kreidebildungen haben sowohl am Glärnisch, als in den Churfirsten, wie auch an der Churer Calanda, also im ganzen Umkreise der Glarner Schlinge, dieselbe enorme Mächtigkeit, und ein Auskeilen in der verhältnissmässig

[1]) Vergl. Balzer, Zur Kenntniss der Glarner Schlinge. Leonh. u. Geinitz, Neues Jahrb. 1876, p. 126.

[2]) Vergl. Heim, Stauung und Faltung der Erdrinde. Basel 1878, p. 13.

[3]) Balzer, Glarner Schlinge. Neues Jahrb. 1876, p. 129.

geringen Entfernung ist nur schwer erklärlich, Nach Prof. Heim's Anschauungen ist überdies eine solche Erklärungsweise, da sie nur in der Annahme einer vorjurassischen localen Hebung bestehen könnte, gar nicht möglich. Nach Prof. Heim[1]) fanden ja in dem ganzen Gebiete der Glarner Schlinge „bis gegen Mitte der Tertiärzeit nur continentale Verticalschwankungen statt. Eigentliche Schichtaufrichtung durch Faltung ist erst zur Miocänzeit zum ersten Male eingetreten".

Nach alledem dürfte es vielleicht doch das Einfachste sein, den Lochseitenkalk so aufzufassen, wie er sich jedem Unbefangenen präsentirt, nämlich als die stratigraphische Basis des Verrucano.

Eine weitere merkwürdige Thatsache, die sich mit der Theorie der Nordfalte schwer vereinigen lässt, bildet die Einfachheit der Verrucanodecke. Selbst Herr Prof. Heim weiss hier keine Erklärung zu finden, wie aus folgenden Stellen zu ersehen (pag. 146 l. c.): „Ist die Faltentheorie richtig, so ist wahrscheinlich, wenigstens theilweise, der Verrucano der Nordfalte über sich selbst zurückgebogen. Er bildet ein liegendes Gewölbe, welches so stark gequetscht ist, dass seine beiden Schenkel einen spitzen Winkel bilden, und der Verrucano selbst erfüllt den Kern dieses Gewölbes. Leider ist es bisher nicht gelungen, an den verschiedenen Verrucanovarietäten eine solche Doppellagerung überhaupt allgemein nachzuweisen". Und (pag. 148 l. c.): „Es ist bisher nicht gelungen, im Verrucano zwischen Mittelschenkel und Gewölbschenkel die Grenzfläche zu finden, weder als eine Symmetriefläche für die nach oben und unten folgenden verschiedenen Gesteinsvarietäten, noch in Gestalt einer Dislocationsfuge. Wohl aber beobachten wir einen Unterschied zwischen oberen und unteren Verrucanoschichten."

Wäre es bei so bewandten Umständen nicht einfacher, den Verrucano so aufzufassen, wie er sich wirklich präsentirt, nämlich als einfache Lage, die, wie Prof. Heim anführt, nach Nord, d. h. nach der Synklinale, gegen welche sie neigt, an Mächtigkeit zunimmt.

Einen ferneren auffälligen Umstand bildet die Thatsache, dass westlich vom Klausenpasse, wo man an dem Westnordwest ziehenden, also die fragliche Falte quer schneidenden Nordabhang des Schächenthales die schönsten Aufschlüsse über die merkwürdige Nordfalte erwarten sollte, nach Prof. Heim (pag. 174 l. c.) „die Ueberlagerung mehr und mehr den Charakter einer Faltenverwerfung" annimmt. Das Eocän, welches, wie an sehr vielen anderen Punkten des Gebietes, auch im Schächenthale transgredirend auftritt, berührt nach und nach discordant die verschiedensten Formationen und stosst bei Flüelen unmittelbar schon an Hochgebirgskalk.

Es ist auffallend, dass diese Verwerfung, die auf dem Nordabhange des Schächenthales so deutlich ausgesprochen ist, am Klausenpass auf einmal aufhört, trotzdem Herr Prof. Heim selbst Verhältnisse anführt, die eine solche Verwerfung auch hier wahrscheinlich machen. Derselbe sagt (pag. 173 l. c.): „Die Fortsetzung des Malm, der südlich nahe der (Klausen-) Passhöhe liegt, folgt nördlich erst etwa 300 Meter höher. Dieser Niveau-Unterschied kann auf verschiedenen Ursachen beruhen, namentlich auf Umbiegungen von Nor-

[1]) Heim, Stauung und Faltung der Erdrinde, p. 11.

den südlich zur Tiefe, jedenfalls aber darf er nicht durch eine Verwerfung erklärt werden, denn die tieferen Schichten gehen ohne Bruch, wie dies am Abhang zum Urnerboden und an der Balmenwand im Schächenthale sichtbar ist, unter dem Klausen durch."

Betrachtet man jedoch auf der Karte den Verlauf der discordanten Flyschgrenze am Nordabhang des Schächenthales, die begreiflicher Weise dem Verlaufe des Bruches entsprechen muss, so sieht man, dass dieser Bruch nördlich an der Balmenwand, knapp am Fusse der nördlich vom Klausenpasse aufragenden Bergterrasse vorbeigehen muss, somit die Balmenwand nicht treffen kann. Jenseits des Passes kann er ebensowenig am Urnerboden zu sehen sein, da er hier weiter südlich am Fusse der Glariden etwa durch das Thal des Schreyenbaches gehen müsste. Sonach haben die Einwände, welche Herr Prof. Heim gegen die östliche Fortsetzung des Bruches macht, eigentlich keine Bedeutung.

Wenn man sich nun den Bruch aus der Gegend des Schreyenbaches, wo er mit dem Ende des vom Selbsanft in grossen Falten abwärts ziehenden Hochgebirgskalkes gerade so wie am Klausenpasse gut zusammentrifft, in der Richtung jener Linie, die man in den Bergen östlich von der Linth als die Symmetrielinie der Glarner Doppelfalte bezeichnet, und die hier merkwürdig gut anschliesst, weiter nach Osten bis Ragatz fortgesetzt denkt, dürfte man leicht für die verschiedenen Erscheinungen in den Glarner Bergen, die sich, wie wir gesehen, mit der Theorie einer enormen von Nord her übergelegten Falte kaum vereinigen lassen, eine natürlichere Erklärung finden.

Merkwürdig erscheint bei diesem Bruche auf den ersten Blick nur der Umstand, dass der Nordflügel über den Südflügel gehoben ist. Bei näherer Betrachtung liefert uns hiefür eine Beobachtung, die Herr Prof. Heim über die Verwerfungsspalte im Schächenthale gemacht, ausreichende Aufklärung. Prof. Heim sagt (pag. 174): „Die Berührungsfläche von Eocän und dem Jura fällt steil nördlich ein, so dass das Eocäne den Jurakalk nur wenig unterteufend angelagert ist." Die Spaltfläche neigt also nach Nord, und es ist begreiflich, dass bei dem senkrecht zur Alpenkette erfolgenden Horizontaldrucke der Nordflügel über diese schiefe Fläche aufwärts gleiten, sonach gehoben werden musste. Dieser Umstand dürfte besser als mancher andere auch die Erklärung bieten für die Erscheinung, dass die dem Areale der angeblichen Nordfalte entsprechenden Höhen zwischen Linth und Wallenseethal in ein verhältnissmässig hohes Niveau gebracht wurden.

Der Bruch scheint sich übrigens auch am linken Ufer des Reussthales fortzusetzen[1]) und dürfte vielleicht auch jenseits des Rheines noch manche Erscheinung am Südabhange des Rhäticon erklären. Derselbe ist, da er die Wellen quer schneidet, eine Spaltverwerfung im Gegensatze zu jener Ueberschiebung, welche die älteren Ablagerungen am Ostufer des Rheins bei Vaduz, und wie es scheint, auch weiter südlich zeigen und die dem Streichen der Wellen parallel ist, sonach eine Faltenverwerfung vorstellt.

---

[1]) Vergl. Brunner, Ueber Hebungsverhältnisse der Schweizer Alpen. Zeitschrift der deutsch. geolog. Gesellsch. 1851, III. Bd., pag. 554, Taf. 21, Fig. 3.

Wenden wir uns nun der Betrachtung des zweiten Punktes, auf welchem die Annahme der Nordfalte der Glarner Schlinge wesentlich fusst, zu, dass nämlich die ganze Masse der dunklen Thonschiefer unter dem Verrucano- und Lochseitenkalk eocänen Alters sei. Jedem, der die geologische Literatur kennt, sind die Schwierigkeiten bekannt, denen man bei der Altersbestimmung einer in Graubünden und im Glarner Lande sehr verbreiteten und weite Strecken einnehmenden Schieferformation, die unter dem Namen Bündner Schiefer bekannt ist, begegnet. Herr Prof. Theobald, der durch lange Zeit dieser Schieferbildung seine intensivste Aufmerksamkeit gewidmet, hält einen Theil derselben für liasisch[1]), macht aber andererseits folgende bezeichnende Aeusserung (pag. 25 l. c.): „Man wird aus dem Folgenden ersehen, dass es sehr verschiedene Schieferbildungen in unserem Gebiete gibt, die sich mineralogisch auffallend gleichen, sich jedoch an den meisten Orten recht gut stratigraphisch trennen lassen, aber gerade auf den Grenzbezirken bei den Schiefern des Hochwang, Prättigau und des Rheinthales ist dies, trotz aller angewandten Mühe und Zeit, bisher unmöglich gewesen. Fortgesetzte Beobachtungen und vielleicht glückliche Zufälle werden die Sache unstreitig mit der Zeit, wie vieles Andere, erledigen.“

Wie es mit den Argumenten für das Liasalter eines Theiles dieser Schiefer bestellt ist, erhellt aus einer Mittheilung des Herrn Ober-Bergrathes v. Mojsisovics[2]), der über die im Churer Museum befindlichen Reste aus den Bündner Schiefern sich folgendermassen äussert: „Die angeblichen Belemniten sind langgestreckte, plattgedrückte, ziemlich formlose Stengel aus gewöhnlichem Kalkspath. Aehnliche unbestimmbare Dinge findet man in sandig-schiefrigen Bildungen des verschiedensten Alters, unter anderem auch im eocänen Flysch. Auch die Gryphäen genannten Muscheln lassen kaum eine generische Bestimmung zu.“

Herr Ober-Bergrath v. Mojsisovics zweifelt demgemäss an dem Liasalter der Bündner Schiefer und gibt sich vielmehr Mühe, nachzuweisen, dass der grösste Theil der ausgedehnten Schiefermassen des Prättigau, ähnlich wie jene im Liechtenstein'schen, welche Herr Prof. Theobald auch als Bündner Schiefer anspricht, Flysch seien. Nur fehlen leider auch ihm die für den Beweis unumgänglichen Flyschfossilien.

Aus dem im Vorstehenden Angeführten dürfte man wohl berechtigt sein, den folgenden Schluss zu ziehen. Wenn von zwei ausgezeichneten Forschern, deren jedem man ein Urtheil über alpine Bildungen wohl zumuthen kann, der eine dieselben Bildungen auf Grund von petrographischen Merkmalen für Flysch, der andere für Bündner Schiefer anspricht, so dürften die petrographischen Unterschiede dieser beiden Bildungen wohl keine sehr grossen und die Unterscheidung eine in der That schwierige sein.

Alle dunklen Thonschiefer dieser Gegend für Flysch anzusprechen, geht schon aus dem Grunde nicht an, da nach Prof. Theobald's[3])

[1]) Theobald, Graubünden 1864, pag. 24.
[2]) v. Mojsisovics, Verh. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1872, pag. 267.
[3]) Theobald, Beitr. z. Karte d. Schweiz. L. III. 1866. p. 23.

Darstellungen die Ablagerungen vom Typus der Bündner Schiefer in der Schichtenreihe sehr tief abwärts reichen und zum Theil schon mit evidend metamorphischen Schiefern wechsellagern. Ihrer Altersbestimmung ist sonach in einem speciellen Falle, wo uns die Lagerung im Stiche lässt, ein gewaltiger Spielraum gelassen. Jedenfalls lässt sich recht gut denken, dass es Bildungen vom Typus der Bündner Schiefer geben kann, die älter sind als der Verrucano und der diesen unterlagernde Lochseitenkalk. Andererseits lässt sich bei dem Umstande, dass die Eocänbildungen im ganzen Glarner Gebiete meist discordant auf und an Bildungen von dem verschiedensten Alter liegen, wovon man in dem Werke des Herrn Prof. Heim genug Beispiele findet, leicht denken, dass die in die alten Schiefer vom Typus der Bündner Schiefer eingerissenen Thäler mit solchen transgredirenden Eocänbildungen ausgefüllt wurden, die nun von den alten Schiefern, zwischen welche sie eingeklemmt erscheinen, sich nur mit der grössten Mühe scheiden lassen, und so leicht zu dem Glauben Veranlassung geben, dass die ganze Masse der dunklen Schiefer eocän sei.

Die merkwürdigen Lagerungsverhältnisse der dunklen Thonschiefer sind solche, die sich nicht gut begreifen lassen, wenn man diese für eocän halten wollte, die aber in dem Falle, als man es mit irgendwelchen alten Schiefern zu thun hat, sehr leicht ihre Erklärung finden. Die Schiefer bilden nämlich schiefe, eng aneinander gepresste Falten, die nach Nordwest neigen und oben rasirt sind, so dass die Schichten derselben unter der sanft nordwestlich neigenden Verrucano- und Lochseitenkalkdecke discordant abstossen und vorherrschend südöstlich einfallen[1]). Diese auffallende Erscheinung sucht man für die Zwecke der Nordfalte durch die Erklärung zurechtzulegen, dass man sich denkt, bei der Ueberschiebung der Nordfalte seien die Köpfe der gepressten Falten abgestossen, gleichsam abgehobelt worden. Trotzdem bleibt aber noch immer die weitere Frage unbeantwortet, warum sich die Falten der Schiefer trotz der gegen Süd gerichteten Bewegung der Nordfalte widerhaarig nach Nordost legen und so der für die Nordalpen allgemein geltenden tektonischen Regel bestens entsprechen.

Wäre es da nicht viel einfacher, zu denken, dass die Schiefer, sowie ihre Faltung und rasirte Oberfläche Erscheinungen älteren Datums sind, als die Ablagerung der Verrucanodecke und des Lochseitenkalkes, welche über diesen alten Schiefern discordant aufliegend eine einfache Schichtfolge bilden, während die Eocänschiefer nur Einlagerungen in den alten Schiefern bilden, welche in dem „Chaos“, wie Prof. Heim selbst die tektonischen Verhältnisse der Schiefer (pag. 146 l. c.) nennt, nur schwer herauszufinden sind.

Für die letztere Ansicht scheinen einzelne Beobachtungen Prof. Heim's nicht ohne Bedeutung zu sein, wie z. B. (pag. 153 l. c.), wo es heisst: „Auf der linken Sernfseite zeigen die Schiefer zahlreiche unregelmässige Verkrümmungen und einzelne Partieen stellen sich discordant zu anderen.“ Dessgleichen (pag. 144 l. c.): „Stellenweise ist die Schieferung der Schiefer nicht Schichtung, son-

[1]) Vergl. Balzer, Zur Kenntniss der Glarner Schlinge. Neues Jahrb. von Leonh. und Gein. 1876. p. 123. Dessgleichen Heim, Untersuchungen etc. p. 214.

dern Clivage, so dass die Nummulitenkalkbänke quer die Schieferung der Thonschiefer durchschneiden" etc.

Ein weiterer Umstand, der gegen die Auffassung der ganzen Masse der Thonschiefer als Eocän spricht, sind die verschiedenen eingeklemmten Kreidepartieen. Von diesen nimmt Prof. Heim an (pag. 209 l. c.), dass sie „von unten aus dem durch Eocän verdeckten Muldenschenkel der Doppelfalte aufgestiegen seien", trotzdem er andererseits zugeben muss (p. 209 l. c.), „dass sie nur einzelne abgequetschte und durch die Eocänbildungen weitergeschleppte Fetzen von Gewölben sind", oder besser vielleicht, ähnlich wie die Eocänpartieen discordante, zwischen die alten Thonschiefer eingeklemmte Einlagerungen, womit vollkommen die Thatsache stimmt, dass man die Kreidefetzen nur auf den Gräten, aber nicht mehr in den benachbarten Schluchten findet, ein Umstand, der die von Prof. Heim versuchte Erklärung so schlagend als nur möglich widerlegt, denn nach dieser müssten die von unten aufsteigenden Kreidebildungen gerade in den Schluchten am stärksten auftreten.

Wie man sieht, steht es also auch mit dem zweiten Hauptargumente für die Nordfalte der Glarner Schlinge ziemlich bedenklich und der Widerspruch, in welchem die Nordfalte zur Tektonik nicht nur der Nordalpen überhaupt, sondern auch speciell der ganzen nächsten Umgebung steht, findet sonach grosse Gesellschaft bei Betrachtung des Phänomens an sich auch ohne Rücksicht auf die Umgebung.

Zur Vervollständigung des Bildes, welches von den tektonischen Verhältnissen eines Theiles der Nordalpen zu beiden Seiten des Rheinthales im Vorstehenden versucht wurde, erübrigt nur noch die Besprechung der grossen Verwerfung am Rheine selbst, die nach v. Richthofen die älteren Formationen, speciell die Trias, durchsetzt. Wie bereits oben bei Besprechung des Rhäticon angeführt wurde, streichen die Wellen im Rhäticon, also in der Nähe der krystallinischen Ecke, um welche das ganze Wellensystem der Nordalpen in einem nach Nordwest convexen Bogen herumschwingt, so ziemlich nordsüdlich, die Wellen weiter nach Westen in grösserer Entfernung von dieser Ecke, nehmen allmählig nordost-südwestliche Richtung an und lenken, noch weiter westlich gegen den Vierwaldstätter See, in die rein ostwestliche Richtung ein, übereinstimmend mit jener im Norden des Klosterthales, so dass die Wellen vom Urner See bis zum Arlberg einen S-förmigen Verlauf haben. Dieses S ist in den Randketten viel flacher als unmittelbar am krystallinischen Kerne, wo dessen beide Convexitäten viel schärfer werden.

Im Rhäticon, also kurz nach der nördlichen Umbiegung in den Mittelschenkel des S sind die Wellen entlang dem Streichen an den Stellen stärkster Krümmung gerissen und schollenförmig übereinandergeschoben [1]. Die Verwerfung also, die wir am Westfusse der Dreischwestermasse sehen, ist eine, und zwar die äusserste, von jenen Faltenverwerfungen, welche sich nach dem krystallinischen Gebirge zu im Rhäticon noch mehrfach wiederholen. In Folge dieser Falten-

[1] Vergl. v. Mojsisovics, Beitr. zur topogr. Geologie der Alpen. Jahrb. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1873, Taf. 6, Prof. 2.

verwerfung erscheinen die Schichten am rechten Rheinufer in höherem Niveau als am linken, und die so entstandene Terrasse bedingt den Lauf des Rheins, wie es scheint, schon von Chur an. Weiter nordwärts gegen den Bodensee sehen wir den Einfluss der älteren Störung auf die Tektonik der jüngeren Kreide- und Tertiärsedimente deutlich als eine Erscheinung von geringerer Intensität in Form einer Depression, welche bis in die Gegend des Bodensees zieht und diesen zum Theil bedingt.

III. Paläontologie.

1. Die Fauna von der oberen Grenze der Berriasschichten, aus dem Mellenthale und vom Canisfluhsattel,

welche, wie oben bereits angeführt, in ihrer Gesammtheit am besten der Fauna der Pictet'schen Zone des *Belemnites latus* entspricht, enthält nur bekannte Formen, die zu keinen eingehenderen Bemerkungen Anlass geben.

2. Fauna des mittleren Neocom vom Breiteberge beim Bade Haslach.

Belemnites pistilliformis Blain.

Nicht selten. Unter anderen Stücken findet sich auch ein Exemplar, welches jenes eigenthümliche Gelenk zeigt, das zur Aufstellung des Genus *Actinocamax Miller* Veranlassung gab. Pictet (Voirons p. 5) meint, dass das Rostrum gerade an der engsten Stelle der Spindel nur zufällig abgebrochen ist, und sich in den Alveolartheil mechanisch hineingebohrt hat, wodurch die conische Zuspitzung entstanden ist. Das Genus *Actinocamax* würde hiernach nur auf einer zufälligen Erscheinung beruhen. An dem vorliegenden Exemplare zeigt sich aber auch der Alveolartheil an der Contactstelle mit dem separirten Rostrum wie conisch zugedrechselt, ohne dass ihm Harttheile gegenüberständen, an denen er sich mechanisch gerieben haben könnte. Es scheinen demnach doch Wachsthumserscheinungen zu sein und nicht blosse Folgen mechanischer Reibung, die wir vor uns haben. Die Alveole ist kurz und öffnet sich rasch.

Belemnites bipartitus Blain.

Ein Exemplar mit den drei charakteristischen Furchen, übereinstimmend mit de Loriol's Abbildung. (Néoc. du Saléve pag. 20, pl. 1, Fig. 4).

Belemnites dilatatus Blain.

Ein Exemplar übereinstimmend mit Fig. 22, pl. 2, Terr. crét. I bei d'Orbigny.

Nautilus pseudoelegans d'Orb.

Eine der häufigsten Formen im Mittelneocom vom Breiteberge, gehört zu jener Varietät mit submedianem Sipho, welche für das Niveau

der Mergel von Hauterive charakteristisch ist (vgl. Pictet, St. Croix I, pag. 125).

Lytoceras sequens nov. spec. (Taf. XVIII, Fig. 12 a, b.)

Eine Form aus der Gruppe des *Lytoc. subfimbriatum d'Orb.*, welche mit keiner der bisher bekannten cretacischen Arten sich übereinstimmen lässt. Von diesen können beim Vergleiche überhaupt nur zwei in Betracht kommen, nämlich *Lytoc. subfimbriatum* selbst und *Lytoc. quadrisulcatum d'Orb.* Von beiden unterscheidet sich *Lytoc. sequens* durch den verschiedenen Querschnitt und das raschere Anwachsen der Windungen sowohl, als den Bau hauptsächlich des Syphonallobus. Dagegen zeigt *Lytoc. sequens* die auffallendste Uebereinstimmung in der Form mit dem tithonischen *Lytoc. Liebigi Zitt.*, und zwar nicht mit der *Var. Strambergensis*, sondern mit der Normalform von Koniakau[1]). Bei dieser haben die Windungen so ziemlich denselben Querschnitt und wachsen in demselben Verhältnisse an, wie bei *Lyt. sequens.* Die Schale ist bei der letzteren Art ähnlich wie bei der tithonischen Normalform mit ziemlich entfernt stehenden festonirten Rippchen bedeckt, welche über die Siphonalseite gerade verlaufen und nicht so wie bei der *Var. Strambergensis* nach vorne gezogen sind. Der Kern ist in beiden Fällen glatt. Einen wesentlichen Unterschied bietet dagegen die Lobenlinie, speciell das Verhältniss, in welchem der Siphonallobus zu den beiden grossen Lateralen steht. In der oben citirten Figur des *Lyt. Liebigi* sieht man sehr schön, dass der Siphonallobus bei der Normalform von Koniakau mächtig entwickelt und ebenso lang ist, wie die beiden Laterale. Derselbe füllt den grossen Raum, welchen die gegen den Sipho zu auslaufenden Zacken der beiden Laterale zwischen sich lassen. Bei der *Var. Strambergensis* des *Lyt. Liebigi* (Taf. 11, Fig. 2 l. c.) zeigen die inneren Windungen in Bezug auf die Ausbildung des Siphonals ein ähnliches Verhältniss wie die Normalform von Koniakau (Zittel, l. c. pag. 75), dagegen ist bei den äusseren Windungen der Siphonal stark reducirt. Immerhin bleiben aber auch hier die beiden Laterale noch ziemlich weit von der Siphonallinie entfernt und durch einen breiten freien Raum getrennt. Bei dem vorliegenden *Lyt. sequens* ist dieser durch das Zurückgehen des Siphonallobus frei gewordene Raum von den vordringenden Aesten der beiden Laterale occupirt, so dass diese ganz nahe an die Siphonallinie vorrücken und den Siphonal ganz überwuchern.

In einem noch viel auffallenderen Grade ist dies der Fall bei einem *Lytoceraten* derselben Gruppe, welcher sich im oberen Gault von Vorarlberg gefunden hat. Bei diesem stossen die beiden Laterale mit einer ganzen Reihe von Zacken an der Siphonallinie unmittelbar aneinander und schliessen so den Siphonal vollständig ein, ähnlich wie auch z. B. bei dem zur selben Gruppe gehörigen *Lyt. Mahadeva Stol.* aus der Ootatoorgroup der indischen Kreide. Es ist zu bedauern, dass Pictet von der Form, die er als *Amm. subfimbriatus* von Berrias (Mél. pal. II, Taf. 12, Fig. 2) abbildet, und welche auch zur Gruppe des *Lytoc. Liebigi* zu gehören scheint, keine Lobenzeichnung bringt, da diese

[1]) Vergl. Zittel, Stramb. Ceph. Taf. 9, Fig. 7.

Form ein durch sein geologisches Alter sehr interessantes Glied in der hier angedeuteten Reihe zu bilden scheint. Die näheren Details der Lobenlinie von *Lytoc. sequens* gibt Fig. 12b, Taf. XVIII d. A.

Mit der vorliegenden Art ident dürfte eine Form sein, welche Hébert (Bull. soc. géol. Fr. 1870—1871, pag. 462) als *Amm. Liebigi* aus dem Mittelneocom von Allauch citirt.

Phylloceras picturatum d'Orb. sp.

Ein kleines Exemplar von 20 Millimeter Durchmesser, zeigt in dem enggeschlossenen Nabel, dem bauchigen Querschnitte der Windungen, sowie der complicirten Lobenlinie die grösste Uebereinstimmung mit *Phyll. picturatum d'Orb.* (Terr. crét. I, pl. 54).

Der Steinkern ist vollkommen glatt, dagegen zeigt die Schale, wo sie erhalten ist, eine sehr schwache Streifung. Nach Pictet (St. Croix I, pag. 348) ist *Phyll. picturatum* ein Aptfossil, scheint aber nach dem Vorliegenden auch im Mittelneocom nicht zu fehlen.

Haploceras clypeiforme d'Orb. sp.

Ein Exemplar von 200 Millimeter Durchmesser, hat ganz die Gestalt des von d'Orbigny (Terr. crét. I, pl. 42) abgebildeten *Amm. clypeiformis*, flache an den Seiten etwas convexe Umgänge, scharfen Externrand und einen sehr engen, trichterförmigen Nabel. Der letzte Umgang ist vollkommen glatt, dagegen sind die inneren Windungen schwach sichelförmig undulirt und die Schale übereinstimmend sichelförmig fein gestreift. Der Querschnitt der inneren Windungen ist von derselben Gestalt wie bei der letzten Windung. Die Lobenlinie stimmt merkwürdig gut überein mit derjenigen der glatten flachen Varietät von *Amm. Leopoldinus*, wie sie mit Pictet's eigenhändiger Bestimmung in vielen Exemplaren im Genfer Museum liegt, dessgleichen mit Exemplaren der gleichen Varietät von Escragnolle, die in der Sammlung der k. k. geolog. Reichsanstalt sich finden. Die Unterschiede der vorliegenden Art von der glatten Varietät des *Amm. Leopoldinus* bestehen nur in dem engeren Nabel und etwas schärferen Externrand, sind also sehr unbedeutend, jedenfalls viel unbedeutender, als der Unterschied zwischen der glatten und der geknoteten Varietät des *Amm. Leopoldinus*. Die vorliegende Form zu *Amm. Leopoldinus* rechnen kann man, abgesehen von dem sehr engen Nabel und scharfen Externrand, schon wegen der inneren Windungen nicht. Diese sollen nach Pictet auch bei den glatten Formen von *Amm. Leopoldinus* immer der geknoteten Varietät der Art entsprechen.

Wenn man in den Schweizer Museen die vielgestaltigen Formen sieht, die alle mit der Bestimmung *Amm. Leopoldinus* versehen sind, und wenn man die beiden Extreme dieser Art betrachtet, von denen das eine dem reich verzierten, weit genabelten *Amm. radiatus* sehr nahe steht, das andere von der flach scheibenförmigen, glatten, stark involuten Form des *Amm. clypeiformis* nur durch ganz untergeordnete Merkmale sich unterscheidet, so muss man staunen über den Umfang, den man der Species *Amm. Leopoldinus* einräumt, wo man doch bei anderen Arten so ängstlich scheidet. Eine Untersuchung der Uebergänge wäre jedenfalls eine sehr interessante und dankenswerthe Arbeit.

Bemerken will ich noch, dass die Form von Saléve, die de Loriol (Saléve, pag. 24, Observ.) noch zu *Amm. Leopoldinus* rechnet, ähnlich wie die vorliegende vom Breiteberge enggenabelt und scharf gekielt ist.

Haploceras ligatum d'Orb. sp.

Ein einziges Exemplar einer enggenabelten, flachen Form mit zehn radialen, wulstförmigen Rippen auf dem letzten Umgang, zwischen welchen sich Spuren einer feineren Streifung bemerken lassen. Die Nabelkante ist, wie dies für *Hapl. ligatum* charakteristisch, deutlich undulirt. Wie Prof. Pictet angibt (St. Croix I, pag. 359) ist die Form für das Neocom mit alpiner Facies sehr charakteristisch. Am Breiteberge findet sie sich jedoch in Gesellschaft einer Fauna mit evident jurassischem Habitus.

Haploceras Grasianum d'Orb. sp.

Die Form vom Breiteberge ist etwas evoluter als die von d'Orbigny (Terr. crét. I, pl. 44) abgebildete und damit übereinstimmend die Umgänge etwas niedriger und dicker. Die Lobenlinie stimmt genau.

Haploceras cf. latidorsatum Mich. sp.

Zwei Bruchstücke einer stark involuten Form vom Aussehen des *Hapl. latidorsatum*, wie sie d'Orbigny (Terr. crét. I, pl. 80) abbildet. Die Lobenzeichnung unterscheidet sich von der Fig. 5 (l. c. bei d'Orb.) gegebenen nur dadurch, dass die Sättel etwas freier sind, d. h. die einzelnen Zacken der Loben nicht so tief in den Sattelraum hineinragen. Sonst stimmt die Lobenlinie in ihren einzelnen Theilen gut mit der citirten Figur überein.

Schloenbachia cultrata d'Orb. sp.

Die Form hat mehr Aehnlichkeit mit der Abbildung de Loriol's (Néoc. du Saléve pl. I. Fig. 5) als mit jener d'Orbigny's (Terr. crét. I, pl. 46, Fig, 1, 2) dadurch, dass die breiten, dicken Rippen gegen die Nabelkante hin an Stärke abnehmen und sich allmälig verflachen, während bei dem Exemplare, das d'Orbigny abbildet, im Gegentheile die Rippen gegen die Nabelkante hin anschwellen und schärfer vortreten. Die wenig verzweigte, ceratitenartige Lobenzeichnung, welche weder de Loriol noch d'Orbigny angibt, ist an unserem Exemplare sehr schön sichtbar und zeigt die auffallendste Aehnlichkeit mit der Lobenlinie, wie sie d'Orbigny von *Schloen. Fleuriausiana* (Terr. crét. I, pl. 107, Fig. 3) zeichnet, nur ist der erste Lateral etwas länger, gleich lang mit dem Siphonal.

Perisphinctes radiatus Brug. sp.

Stimmt in jeder Beziehung mit mehreren vorliegenden Exemplaren aus den Hauterivemergeln.

Perisphinctes cf. Leopoldinus d'Orb. sp.

Ein Jugendexemplar von 40 Millimeter Durchmesser. welches auf den ersten Blick einige Aehnlichkeit zeigt mit *Hoplites Castellanensis d'Orb.*, sich aber von diesem durch zwei starke Knotenreihen am

Externrande, mit denen die Rippen endigen, sowie durch starke, knotige Anschwellungen an der Nabelkante, mit denen einzelne starke Rippen anfangen, deutlich unterscheidet. Die Form hat die meiste Aehnlichkeit mit Jugendexemplaren der stark verzierten Varietät von *Amm. Leopoldinus*, dem auch die Lobenlinie, soweit sie sich verfolgen lässt, gut entspricht.

Olcostephanus Astierianus d'Orb. sp.

Die Formen vom Breiteberge gehören zu der dicken, kugeligen Varietät mit beinahe halbmondförmiger Mündung, engem Nabel und feiner Rippung.

Hoplites Castellanensis d'Orb. sp.

Ist auf Breiteberg nicht selten und stimmt in jeder Beziehung mit den Abbildungen d'Orbigny's (Terr. crét. I, pl. 25, Fig. 3, 4). Die Lobenlinie, die bisher meines Wissens nirgends gezeichnet ist, ist sehr einfach, an Ceratitenloben erinnernd und jener der *Schloenbachien* sehr ähnlich, sowohl durch die breiten Sättel, als auch die auffallende Reduction des zweiten Laterals.

Hoplites vicarius nov. sp. (Taf. XIX, Fig. 1 a, b.)

Bei einem Durchmesser von	106	Millimeter
Höhe des letzten Umgangs . . .	41	"
Dicke " " " . . .	29	"
Nabelweite	34	"

Eine ziemlich evolute Hoplitenform, welche zu den häufigsten Fossilien unter der Fauna vom Breiteberge gehört, denn es liegen 14 Exemplare von verschiedenen Altersstadien, meist im Steinkerne, vor. Besonders die erwachsenen Eremplare machen es sehr wahrscheinlich, dass wir es hier mit einer Form zu thun haben, welche mit einer von Herrn de Loriol (Saléve, pag. 26, pl. II, Fig. 3) beschriebenen ident ist, und, wie es scheint, überhaupt ident ist mit jenen Formen, die man aus mittelneocomen Ablagerungen mit jurassischem Typus unter der Bestimmung *Amm. cryptoceras* bisher bekannt gemacht hat.

Gegenüber diesen Formen weist die ursprünglich von d'Orbigny als *Amm. cryptoceras* beschriebene Art sehr wesentliche Unterschiede auf, sowohl in der Verzierung, als auch im Querschnitte der Windungen, sowie auch in der Lobenzeichnung, so dass die Vereinigung der erwähnten Form mit *Amm. cryptoceras d'Orb.* kaum gerechtfertigt erscheint.

Am besten können zum Vergleiche die Figuren d'Orbigny's (Terr. crét. pl. 24, Fig. 1, 2) und de Loriol's (Saléve, pl. 2, Fig. 3) dienen, da beide nach Exemplaren von so ziemlich gleicher Grösse auf die Hälfte reducirt sind. Bei der Vergleichung fällt vor Allem die grosse Verschiedenheit im Querschnitte der Windungen auf. Während bei dem echten *A. cryptoceras* die Mündung sehr hoch und schmal, die Flanken sehr flach, der Rücken eben und scharf abgestuzt ist, nähert sich die bei weitem niedrigere Mündung der Form von Saléve mehr einem Oval, die Flanken sind etwas convex, der Rücken gerundet. Die Rippen sind bei dem echten *A. cryptoceras*, selbst bei ziemlich erwachsenen Exemplaren, wie das von d'Orbigny gezeichnete, viel

zahlreicher, sämmtlich sichelförmig geschwungen, und zeigen diejenigen, welche die letzte Windung zieren, nur wenig Unterschied im Vergleich zu denen der inneren Windungen. Dieser Unterschied wird jedoch sehr auffallend bei der Form von Salève, bei welcher die letzte Windung von weit auseinanderstehenden, groben, sehr flachen, radial gestellten, geraden Rippen bedeckt ist. Die inneren Windungen, ebenso wie die Lobenlinie, beschreibt de Loriol leider nicht und es dürfte daher die Fig. 1, Taf. XIX d. A. zur Vervollständigung des Bildes der Art wesentlich beitragen. Dieselbe ist nach einem gut erhaltenen Schalenexemplare in natürlicher Grösse gezeichnet. Die abgebrochene äussere Windung, welche mit der citirten Figur de Loriol's vollkommen übereinstimmt, wurde nicht mitgezeichnet. Die Rippen, welche an der äussersten Windung radial verlaufen, machen nach und nach an den inneren Windungen eine deutliche Sichelwendung und sind von zweierlei Art. Die einen entspringen mit einem stark vortretenden Knoten am Nabelrande und setzen in gleicher Stärke bis an den Externrand fort. Ihnen ohne scharf ausgeprägte Regel sind kürzere Rippen interpolirt, welche meist in der Mitte der Flanken beginnen und allmälig gegen den Externrand anschwellen. Beide Arten von Rippen sind am Externrande mit je einem rundlichen, scharf vortretenden Knötchen geziert, welches auch an dem Steinkerne in der Regel sichtbar ist. An der Externseite verflachen sich die Rippen vollständig und lassen sich nur bei Schalenexemplaren in der Anwachsstreifung gut verfolgen, während sie bei Steinkernen an der Siphonallinie deutlich unterbrochen sind. Parallel den Rippen zeigt die Schale eine feine Streifung.

Die Lobenzeichnung der vorliegenden Form (Taf. XIX, Fig. 1 b) weicht sehr wesentlich von der des echten *Amm. cryptoceras*, wie sie d'Orbigny (Terr. crét. pl. 24) zeichnet, ab. Bei dieser sind die Loben plump, massig und nur wenig verästelt, wogegen sie bei der vorliegenden Form schlank und fein verästelt sind. Wie dies für die Gattung *Hoplites* charakteristisch, ist der zweite Lateral frei und der Nathlobus in eine Anzahl Auxiliaren aufgelöst, die horizontal gestellt sind.

Hoplites sp.

Der vorhergehenden Art nahe verwandt, findet sich unter den mittelneocomen Formen vom Breiteberge eine zweite Ammonitenart, von welcher jedoch nur einige Bruchstücke vorliegen, die zu einer Charakteristik nicht ausreichen. Die Form ist noch etwas evoluter als die vorhergehende und die Windungen fast eben so breit als hoch. Die Rippen sind selbst in einem vorgeschrittenen Altersstadium noch immer sichelförmig geschwungen und etwas zahlreicher, sonst aber in derselben Art ausgebildet wie bei der vorhergehenden Species. Auch die Lobenlinie (Fig. 2, Taf. XIX d. A.) zeigt viel Aehnlichkeit, doch ist der Lobenkörper, insbesondere des ersten Laterals viel plumper, überhaupt die Lobenzeichnung weniger zart und zierlich, als bei der vorhergehenden Art.

Pleurotomaria Lemani de Lor.

Stimmt sehr gut mit der von de Loriol (Salève, pl. III, Fig. 9*a* bis *c*) abgebildeten Art. Die Schale, welche Herr de Loriol nicht

kennt, ist theilweise erhalten und zeigt eine feine Längsstreifung, welche von Zuwachsstreifen durchsetzt wird, die gegen das in der Mitte der Umgänge situirte, unter den übrigen Längsstreifen stärker vortretende Sinusband einen stumpfen Winkel bilden. Gegen die Spitze der Spira werden die Querstreifen fast ebenso stark wie die Längsstreifen, wodurch die Schale eine gegitterte Zeichnung erhält. Gegen die Nähte hin wird die Schale am dicksten, so dass beim beschalten Exemplar die Umgänge etwas concav erscheinen, während sie am Steinkerne plan sind.

Pleurotomaria pseudoelegans Pict. et Camp.

Die Kerne stimmen mit der Zeichnung Pictet's (St. Croix, II, pl. 79, Fig. 3). Die Schale, soweit sie erhalten ist, zeigt eine der vorhergehenden Art sehr ähnliche Zeichnung. An der Unterseite der Windungen scheint sie glatt zu sein.

Pleurotomaria Phidias d'Orb.

Grosse Steinkerne im Querschnitt und Zahl der Windungen sowohl, als der charakteristischen Nabelbildung mit de Loriol's Angaben (Saléve, pag. 41, pl. V, Fig. 1) übereinstimmend.

Pleurotomaria Favrina de Lor.

Einige Steinkerne mit dem charakteristischen Querschnitte der Windungen und der Nabelbildung der genannten Art. Die Schale, so weit sie erhalten, ist einfach längsgestreift, das etwas vortretende schmale Sinusband in der Mitte der Umgänge situirt.

Pleurotomaria neocomiensis d'Orb.

Die vorliegenden Exemplare sind ein wenig steiler als die bei d'Orbigny (Terr. crét. II, pl. 188, Fig. 8—12) abgebildete Form, stimmen aber im Querschnitte der Windungen und auch in der Zeichnung der Schale, soweit diese erhalten ist, gut mit der genannten Art.

Natica Hugardiana d'Orb.

Ein Steinkern von noch etwas grösseren Dimensionen als das bei d'Orbigny (Terr. crét. II, pl. 171, Fig. 2) abgebildete Exemplar, unterscheidet sich von diesem nur durch eine etwas steilere Spira, was bei einer gerade in diesem Merkmale so veränderlichen Form wie *Natica* kaum auffallen kann.

Pterocera pelagi d'Orb.

Zwei Steinkerne stimmen in jeder Beziehung mit einem vorliegenden Exemplare der genannten Art von La Presta.

Columbellina maxima de Lor.

Zwei Steinkerne stimmen vollständig mit der Abbildung de Loriol's (Saléve, pl. V, Fig. 2—4). Ein Stück erhaltener Schale zeigt, dass diese der Länge nach fein gestreift ist und der Knotenreihe des Steinkernes ein scharfer Kiel entspricht. Die Knoten selbst erscheinen auf der Schale als längliche Rippen, die an der Naht nur schwach, gegen den Kiel aber sehr stark hervortreten.

Aporrhais Emerici Pict. et Camp.

Der glatte Steinkern einer gethürmten Form stimmt sehr gut mit der Abbildung d'Orbigny's (Terr. crét. II, pl. 216, Fig. 2).

Pseudomelania Germani Pict. et Camp.

Eine grössere Anzahl von Exemplaren, stimmen im Steinkern mit der Abbildung und Beschreibung Pictet's (St. Croix, II, pag. 269, pl. 70, Fig. 6—8). Die Schale, welche Pictet nicht kennt, ist glatt und zeigt nur eine deutliche Anwachsstreifung. In der Mitte der Umgänge ist sie am schwächsten und schwillt nach den Nähten hin wulstartig an.

Cardium subhillanum Leym.

Vier Steinkerne dieser Art stimmen mit den Angaben de Loriol's (Saléve, pag. 81, pl. X, Fig. 4) und Pictet's (St. Croix III, p. 256, pl. 121, Fig. 4.)

Cyprina Marcousana de Lor.

Zwei Steinkerne stimmen mit solchen von Saléve (de Loriol, Saléve, p. 77, pl. IX, Fig. 9—10).

Myoconcha Sabaudiana de Lor.

Der sehr charakteristische Steinkern zeigt in der Eorm, sowie in Beschaffenheit und Lage des Muskeleindruckes die von de Loriol (Saléve, p. 91, pl. IX, Fig. 10) angegebenen Charaktere. Die Schale, nur theilweise erhalten, ist glatt und zeigt nur die contreutische Anwachsstreifung.

Arca Robinaldina d'Orb.

Ein Schalenexemplar, vollkommen übereinstimmend mit der Beschreibung und Zeichnung d'Orbigny's (Terr. crét. III, p. 208, pl. 310, Fig. 11 und 12).

Arca Dubisiensis Pict. et Camp.

Ein Exemplar mit theilweise erhaltener Schale, entspricht der genannten Art, wie sie Pictet (St. Croix III, p. 434, pl. 130, Fig. 7) abbildet und beschreibt.

Avicula Cornueliana d'Orb.

Eine obere und eine untere Valve, die erstere nur zum Theile noch mit Schale, die letztere gut erhalten, stimmt mit den Angaben Pictet's (St. Croix IV, p. 66, pl. 152, Fig. 4).

Isoarca neocomiensis nov. sp. (Taf. XVIII, Fig. 11 a).

Leider nur im Steinkerne erhaltene Exemplare, so dass man die Schlossbildung nicht mehr beobachten kann. In Gestalt und Bau des auffallend vortretenden Wirbels stimmt die Form mit *Isoarca Agassizi Pict. et Roux*, wie sie sich im Gault von Vorarlberg findet. Ein Unterschied macht sich nur in Bezug auf die Entwicklung des Analtheiles geltend, der bei der vorliegenden Form viel länger ist, daher die ganze Gestalt mehr in die Länge gezogen erscheint. Die Schale ist nur auf dem Analtheile des gezeichneten Exemplars erhalten und zeigt eine feine concentrische Streifung, die von einer nur unter der Loupe sicht-

baren Radialstreifung durchsetzt wird, so dass die Schale eine gegitterte Zeichnung zeigt.

Lima capillaris Pict. et Camp.

Vier Exemplare lassen sich nach ihrer Form und der äusserst zierlichen feinen Streifung der Schale nur zu der genannten Art stellen, wiewohl dieselbe bisher nur aus Urgonablagerungen bekannt ist. Die Streifung bei der nächstverwandten *Lima neocomiensis d'Orb.* ist viel gröber.

Lima pseudoproboscidea de Lor.

Diese ursprünglich als *Lima Picteti de Lor.* (Néoc. du Saléve, p. 96, pl. XII, Fig. 1—3) beschriebene schöne Art findet sich nicht selten am Breiteberge. Es liegen Reste von sieben Individuen vor, darunter eine vollständige rechte und linke Klappe. Die Schale, die nur theilweise erhalten ist, zeigt eine stark ausgeprägte Anwachsstreifung und Stachelbildung auf den groben Rippen.

Janira neocomiensis d'Orb.

Eine kleine Form, die im Steinkerne viel Aehnlichkeit mit *Janira atava d'Orb.* zeigt, indem die flachen Zwischenräume, welche die einzelnen groben Rippen trennen, mit 3—4 feinen radialen Streifen bedeckt sind. Ein Stück erhaltener Schale zeigt aber, dass diese Streifen an der Oberfläche nicht vorhanden sind, die Schale vielmehr glatt über die Zwischenräume der Rippen hinweggeht, und nur mit feinen Anwachsstreifen verziert ist, wie es für *Janira neocomiensis* charakteristisch ist.

Pecten Cottaldinus d'Orb.

Eine linke Valve dieser Art zeigt die sehr charakteristische feine Verzierung, bestehend in einzelnen, etwa einen halben Millimeter entfernten, scharf eingeschnittenen, concentrischen Linien. Die Zwischenräume sind nicht glatt, sondern von noch viel feineren, nur unter der Loupe sichtbaren concentrischen Linien bedeckt. Ausserdem findet sich eine ebenfalls nur unter der Loupe sichtbare feine Radialstreifung. Umriss und Bau der Ohren stimmen mit der Abbildung d'Orbigny's (Terr. crét. III, pl. 431, Fig. 7—9).

Pecten Carteronianus d'Orb.

Findet sich nicht selten am Breiteberge, und zwar mit denselben Eigenschaften, wie auf Saléve (de Loriol, Saléve, pag. 100, pl. XIII, Fig. 9—10).

Mytilus Cuvieri Math.

Ein kleiner Mytilus von 22 Millimeter Länge, stimmt in Form und Verzierung der Schale mit der Art, welche d'Orbigny (Terr. crét. III, p. 266, pl. 337, Fig. 7—9) unter der Bezeichnung *Myt. lineatus d'Orb.* beschreibt. Da die Bezeichnung *lineatus* von Gmelin für eine lebende Species vergriffen ist, wählt Pictet (St. Croix III, p. 491) den Matheron'schen Namen *Myt. Cuvieri* für diese Art, die vom Mittelneocom bis ins Cenoman vorkommt.

Hinnites Leymerii Desh.

Zwei Bruchstücke, welche die charakteristische Verzierung der freien Schale von *Hin. Leymerii* zeigen, wie sie Pictet (St. Croix IV, pl. 175, Fig. 1) zeichnet.

Spondylus Roemeri Desh.

Nicht selten, doch immer nur im Steinkerne. Die Stücke entsprechen durch ihre feine, wellige Radialstreifung am besten jener Figur, welche Deshayes (in Leymerie, Terr. crét. de l'Aube, Mém. soc. géol. Fr. 1842, T. 5, p. 10, pl. 6, Fig. 8) als typisch für die Art anführt.

Terebratula Salevensis de Lor.

Unter den vorliegenden Exemplaren lässt sich sowohl die breitere, rautenförmige, wie auch die schmale, langgestreckte Varietät (de Loriol, Saléve, Taf. 15, Fig. 4) gut erkennen.

Waldheimia tamarindus Sow.

Die Form vom Breiteberge stimmt auf das Genaueste mit der Beschreibung und den Abbildungen d'Orbigny's (Terr. crét. IV, p. 72, pl. 505, Fig. 1—10) in Bezug auf den fünfeckigen Umriss, die auffallende Verdickung der Pallealregion und Bildung des Schnabels, dagegen weniger mit der Beschreibung derselben Art bei Pictet (St. Croix V, p. 98, pl. 204, Fig. 1—3).

Waldheimia semistriata Defr.

Ein einzelnes Exemplar stimmt sehr gut mit den Abbildungen, welche Pictet (St. Croix V, p. 110, pl. 206, Fig. 1—5) nach Exemplaren von St. Croix zeichnet.

Waldheimia hippopus Röm.

Stimmt sehr gut mit der gleichnamigen Hilsform (Römer, Nordd. Kreide, Taf. XVI, Fig. 28).

Terebratulina sp.

Eine kleine, fein radial gestreifte Form, in Gestalt der lebenden *Terebratulina caput serpentis* sehr ähnlich.

Terebratella oblonga d'Orb.

Die Stücke vom Breiteberge sind, ähnlich wie diejenigen von Saléve, welche de Loriol (Saléve, p. 125, pl. 15, Fig. 22) beschreibt, oder wie auch die bei d'Orbigny (Terr. crét IV, pl. 515, Fig. 11—14) als variété renflé et courte abgebildete Form, dadurch ausgezeichnet, dass die Unterschale ziemlich stark gewölbt ist, wodurch die Form etwas bauchiger wird, als die gleiche Art aus dem Hils. Dichotome Rippen, wie sie Davidson bei den englischen Formen dieser Art zeichnet, finden sich nicht.

Rhynchonella multiformis Röm.

Unter den vorhandenen sieben Exemplaren stimmen sechs in jeder Beziehung mit solchen aus dem Hils von Schöppenstedt. Eines dagegen, welches sich durch seine Grösse und noch mehr durch seine starke Berippung von den übrigen unterscheidet, stimmt mit der Form,

welche d'Orbigny als *Rhyn. depressa* (Terr. crét IV, p. 18, pl. 491, Fig. 1—6) beschreibt und abbildet, die aber von Herrn de Loriol, der sich mit dieser Formengruppe eingehender beschäftigt hat (Néoc. m. du Saléve. p. 113) auch zu *Rhyn. multiformis* gerechnet wird.

Argiope sp.

Eine kleine Form von rhomboïdaler Gesammtgestalt, 10 Millimeter lang, 15 Millimeter breit. Die grosse Valve, etwas gewölbter als die kleine, endigt in einen kurzen, dicken Schnabel, der durch das grosse Foramen wie abgestutzt erscheint. Das Deltidium ist durch die kleine Valve verdeckt. Die grosse Valve ist mit sechs breiten, gerundeten, radialen Rippen verziert, während die kleine nur fünf solche zeigt, die den Vertiefungeu in der grossen entsprechen, so dass die Commissur eine regelmässige Zickzacklinie bildet. Die Schale ist nur theilweise erhalten, sehr dick und mit unregelmässigen concentrischen Anwachsstreifen bedeckt,

Cidaris punctatissima Agass.

Ein keulenförmiger Stachel mit gerundeter Spitze, verziert mit runden Knötchen, die ziemlich regelmässig linear angeordnet sind und gegen den kurzen Hals hin an Grösse bis zum Verschwinden abnehmen. Der Gelenkkopf ist sehr schwach entwickelt; der Ring, welcher ihn von dem kurzen, dicken Halstheile scheidet, kaum vortretend. Die Uebereinstimmung mit de Loriol's Beschreibung und Abbildung (Saléve, p. 179, pl. 20, Fig. 9) ist vollkommen.

Pyrina pygea Désor.

Drei Exemplare dieser Art stimmen mit de Loriol's Angaben (Echin. terr. crét. p. 204, pl. 14, Fig. 15—18).

Pyrina incisa d'Orb.

Zwei Exemplare, durch die Lage und Form des Periproctes von der vorhergehenden Art verschieden (Loriol, Echinides, p. 201. pl. 14, Fig. 11—14).

Collyrites ovulum d'Orb.

Ein kleines Exemplar, entspricht in jeder Richtung der Beschreibung de Loriol's (Echin., p. 297, pl. 32, Fig. 7—10).

Holectypus macropygus Desor.

Unter acht Exemplaren stimmen drei sehr gut mit der Beschreibung de Loriol's (Echinides, p. 174, pl. 12, Fig. 9—12). Die übrigen nähern sich dadurch, dass die Interambulacralräume reifartig vortreten, der nächstverwandten Gruppe der *Discoideen.*

Echinospatagus cordiformis Breyn.

Die drei vorliegenden Exemplare gehören zu jener breiten Varietät mit beinahe central liegender Madreporenplatte und starker Einbuchtung an der Vorderseite, die man hie und da als *Toxaster Sentisianus* citirt findet, die aber nach de Loriol (Echinides, p. 346) noch zu *Ech. cordiformis* zu ziehen ist.

3. Fauna des unteren Urgon aus der Austernbank von Klien.

Venus obesa d'Orb.

Ein Steinkern, übereinstimmend mit Pictet's Beschreibung (St. Croix, III, p. 176, pl. 111, Fig. 4).

Lima Tombeckiana d'Orb.

Ist in der Austernbank nur selten und unterscheidet sich von der gleichen Art, welche in den festen Urgonkalken ziemlich häufig ist, durch eine grössere Anzahl von Rippen (16—18) in der Mitte der Schale, während die Kalkform nur 10—12 zeigt.

Lima Royeriana d'Orb.

Ziemlich selten, zeigt gegen 26 grobe Radialrippen, die auf der vorderen Schalenhälfte kantig, auf der hinteren dagegen gerundet sind, wie dies Pictet (St. Croix, IV, p. 142, pl. 164, Fig. 4) angibt.

Lima Orbignyana Math.

Diese zierliche Form findet sich bei Klien nicht selten und besitzt alle Charaktere, wie sie Pictet (St. Croix, IV, p. 126, pl. 161, Fig. 4) anführt.

Pecten Robinaldinus d'Orb.

Die Exemplare von Klien stimmen mit dem Typus Nr. 3 Pictet's (St. Croix, IV, p. 190, pl. 170, Fig. 4), mit vielen Rippen und schmalen Intervallen, welcher für das untere Urgon charakteristisch ist und von Deshayes als *Pect. interstriatus* beschrieben wurde (Leymerie, Mém. soc. géol. Fr. 1842, Tom. V, p. 10, pl. 13, Fig. 1).

Ostrea rectangularis Röm.

Setzt die ca. 2 Meter mächtige Bank bei Klien fast ausschliesslich zusammen. Die Schalen sind aber so dicht durcheinandergewachsen, dass es schwer hält, ein vollständiges Exemplar zu erhalten. Die Form stimmt mit jenem Typus, welchen Pictet (St. Croix, IV, p. 277, pl. 184, Fig. 1) als für das Néoc. moyen charakteristisch anführt, und nicht mit der *Var. crebricosta*, welche für Valangien und Urgon charakteristisch sein soll, wiewohl die Austernbank von Klien sehr hoch in den Kalken des unteren Urgon, schon nahe unter den Caprotinenlagen sich findet. Etwas, was für die Beurtheilung der Sache vielleicht nicht unwesentlich scheinen könnte, ist der Umstand, dass wir es in der Bank von Klien mit einer Mergellage zu thun haben, gerade so, wie auch die typische Form im Juragebiete aus mergeligen Ablagerungen stammt. Aber auch die häufig, wenn auch immer nur vereinzelt im festen Urgonkalke vorkommenden Exemplare entsprechen dem Typus und nicht der *Var. crebricosta*, so dass die Form der Schale sich von dem Medium unabhängig zeigt. Immerhin sind die Exemplare aus dem festen Kalke stets etwas kleiner, also gewissermassen verkümmert.

Ostrea Minos Coqd.

Eine dickschalige, grobgerippte Form, übereinstimmend mit der Beschreibung Pictet's (St. Croix, IV, pl. 185, p. 278), findet sich nur selten.

Terebratula acuta Quenst.

Kommt in grosser Menge bei Klien vor, und zwar ist die breite, stark gefaltete Varietät, wie sie z. B. Loriol (Néoc. du Saléve, pl. 15, Fig. 3) zeichnet, die überwiegende. Die Schale ist glatt und zeigt nur Anwachsstreifung.

Terebratula Russillensis de Lor.

Die Mehrzahl der Exemplare entspricht in Gestalt der Form von Landeron, wie sie de Loriol (Urg. inf. de Landeron pl. IV, Fig. 1) abbildet. Die Schale, wo sie erhalten ist, zeigt die von de Loriol angegebene feine Radialstreifung.

Terebratula Essertensis Pict.

Ist verhältnissmässig seltener und stimmt gut mit der Beschreibung Pictet's (St. Croix, V, pag. 64, pl. 201, Fig. 7).

Waldheimia tamarindus Sow.

Kommt den Formen von Landeron am nächsten, wie sie de Loriol (Urg. inf. de Landeron pl. II, Fig. 9—11) abbildet. Einzelne Exemplare sind dick, beinahe kugelig, und nähern sich dann dem Typus, welchen Pictet als *Waldheimia globus* ausscheidet (St. Croix, V, pag. 99).

Rhynchonella irregularis Pict.

Eine der weniger häufigen Arten in der Austernbank von Klien und die einzige, welche auch höher in die Caprotinenbänke aufsteigt. Die Exemplare sind durchwegs sehr gross, leider aber meist verdrückt, so dass man die kugelig aufgeblasene Gestalt nur selten intact sieht. Wo die Oberfläche der Schale unversehrt ist, zeigt diese eine sehr zierliche Streifung quer auf die Rippen. Auf den Steinkernen sieht man nicht selten eine sehr schöne Aderung, etwa wie bei *Terebratula diphya.*

Rhynchonella lata d'Orb.

Neben *Tereb. acuta*, der häufigste Brachiopode in der Kliener Austernbank. In der Gestalt ziemlich variabel, finden sich von den vier Typen, welche Pictet (St. Croix, V, p. 23) unterscheidet, hauptsächlich 1 und 2 vertreten.

Echinospatagus Ricordeanus Cott.

Drei Exemplare, die sich von *Echinospat. cordiformis Breyn.*, dem sie auf den ersten Blick sehr ähnlich sehen, dadurch unterscheiden, dass die Oberseite gleichmässiger gewölbt und die Furche an der Vorderseite seichter ist, sowie dass die Ambulacralfelder schmäler sind und ihr Scheitel mehr central liegt. Die Stücke zeigen also dieselben Abweichungen, welche *Echinosp. Ricordeanus Cott.* dem *Echinosp. cordiformis Breyn.* gegenüber auszeichnet (Vergl. de Loriol, Echinides des terr. crét. p. 348).

Phyllobrissus neocomiensis Désor.
Stimmt vollständig mit der Beschreibung de Loriol's (Echin. des terr. crét., p. 241, pl. 19, Fig. 2—3).

Botriopygus Campicheanus d'Orb.
Die Ambulacralfelder sind bei den Stücken von Klien zwar ziemlich breit, so dass man nach Désor die Art eher *Botr. Morlotti* nennen könnte. Indessen scheint der Unterschied, wie ihn Désor zwischen diesen beiden Arten macht, so gering zu sein, dass eine Trennung kaum gerechtfertigt erscheint und man daher Grund hat, dem älteren Namen d'Orbigny's sein Recht widerfahren zu lassen.

Reptomulticava tuberosa d'Orb.
Colonien von unregelmässiger Gestalt mit höckeriger Oberfläche, welche gleichmässig mit ziemlich weit entfernten runden Poren bedeckt ist. Bei günstiger Beleuchtung sieht man unter der Loupe eine Art concentrische Anwachsstreifung, die nach Art einer Ringwelle von einem Punkte ausgeht und quer über alle Höcker hinwegsetzt.

Reptomulticava micropora d'Orb.
Colonien von kugeliger oder keulenförmiger Gestalt mit enge aneinanderliegenden, zugerundet sechseckigen Poren.

Radiopora heteropora d'Orb.
In jeder Beziehung übereinstimmend mit dem Exemplare von Saléve, welches de Loriol (Néoc. du Saléve, p. 143, pl. 18, Fig. 3) beschreibt.

Berenicea polystoma Röm.
Eine runde Colonie von länglichen, röhrenförmigen, radial angeordneten Zellen, eine dünne Kruste auf der Oberfläche anderer Fossilreste bildend.

Siphonocaelia neocomiensis de From.
Einer der häufigeren Fossilreste in der Kliener Austernbank. Ausser Stücken, welche mit dem Typus der *Siphonoc. neocomiensis* stimmen, finden sich auch solche, die man als *Siphonoc. oblonga de Lor.* und *Siphonoc. excavata Röm.* bestimmen kann, wenn man nach einem so variablen Merkmale, wie es die Totalgestalt der Siphonocaelien ist, Artunterschiede machen will. Jedenfalls lassen sich unter den vorliegenden Stücken den drei Figuren de Loriol's (Néoc. du Saléve pl. 20, Fig. 18—20) entsprechende Exemplare finden.

4. Fauna des späthigen, unteren Urgonkalkes von Bezeck.

Nerinea Essertensis Pict. et Camp.
Eine kleine Nerinea, ziemlich selten, zeigt die Charaktere der genannten Art, wie sie Pictet (St. Croix, II., p. 242, pl. 69, Fig. 1) angibt. Es finden sich sowohl Stücke mit ebenen Windungen, als auch solche mit in der Mitte vertieften Umgängen entsprechend der Abbildung Loriol's (Urg. v. Saléve in Favres Savoyen, pl. C, Fig. 4).

Cylindrites cretaceus nov. sp. (Taf. XVIII, Fig, 2 und 3.)

Das Genus Cylindrites bildet eine Unterabtheilung der Familie der Actaeoniden und wurde von Morris und Lycett (Moll. from the Great Oolith Prt. I. Paleont. Soc. 1850, p. 97) für eine Gruppe von Formen aufgestellt, welche sich durch Mangel jeglicher Schalenverzierung, cylindrische Gestalt, enge, beinahe umschliessende Umgänge, einen scharfen Mundrand, lineare Mundöffnung, und eine mit einer starken Falte versehene, an der Basis nach auswärts gerichtete Spindel von den echten Actaeonen deutlich unterscheiden, zu denen sie ursprünglich von Sowerby gestellt erscheinen.

Aus Kreidebildungen sind bisher Formen von Cylindrites nicht bekannt. Es ist daher von umsomehr Interesse in den oolithischen Kalken des unteren Urgon von Bezeck, und zwar ziemlich häufig, einer Form zu begegnen, die nach allen ihren Charakteren nur zur Gattung Cylindrites gestellt werden kann.

Die Schale ist vollkommen glatt, beinahe cylindrisch von Gestalt, mit gut entwickelter Spira, scharfem, daher selten erhaltenen Mundrande, der nach dem Spindelrande zu sich verdickt. Die Spindel selbst ist stark entwickelt, etwas nach auswärts gebogen (vergl. Fig. 3) und mit einer stark entwickelten Falte versehen (Fig. 2). Unter den Kreideformen dürfte *Actaeonina infracretacea Ooster* (Pteropodenschichte, Protozoë helvet. II. 1871, p. 97, Taf. 15, Fig. 6—7) den soeben beschriebenen Formen von *Cylindrites* sehr nahe verwandt sein.

Ceritella urgonensis nov. sp. (Taf. XVIII, Fig, 4 und 5).

Das Genus Ceritella wurde von Morris und Lycett (Palaeont. Soc. 1850, p. 37) aufgestellt für eine Gruppe von Formen aus dem Gross-Oolithe Englands, welche in ihrer Gestalt die Mitte halten zwischen *Terebra* und *Cerithium* mit Anklängen an *Fusus*. Von *Cerithium* unterscheiden sie sich durch bedeutende Grösse des letzten Umganges und längliche, schmale Mundöffnung, von *Terebra* durch einfache Spindel und dadurch, dass die Basis der Mundöffnung nicht mit einem Ausschnitte, sondern in eine schmale, kurze, ausgussförmige Rinne endigt, die ein wenig nach rückwarts gebogen erscheint. Die Umgänge sind in der Regel flach, die Spira etwas länger als die Mundöffnung. Der äussere Mundrand ist sehr dünn, daher nur in den seltensten Fällen erhalten.

Alle hier für Ceritella angeführten Charaktere passen sehr gut auf eine in den unteren Urgonkalken von Bezeck häufig vorkommende kleine, glatte, gethürmte Form, von welcher die grössten unter den vorliegenden Exemplaren etwa 10 Millimeter erreichen. Die Spira, etwas länger als der letzte Umgang, besteht aus sechs etwas convexen Umgängen, von denen der letzte unmittelbar unter der Nahtlinie eine diese begleitende kleine Depression zeigt. Die Mündung ist länglich oval und endigt unten in einen kurzen, ausgussförmigen Canal. Der äussere Mundrand ist sehr scharf und dünn, und selten. meist nur bei den Jugendformen erhalten. Am nächsten steht die Form der *Cer. acuta* Morris und Lycett (l. c. p. 37, Taf. V, Fig. 17 und 18).

Eulima albensis d'Orb.

Eine ziemlich seltene, kleine, glatte Form mit vollkommen ebenen Umgängen und kaum sichtbaren Nähten stimmt gut mit d'Orbigny's Beschreibung (Terr. crét. II, p. 64, pl. 155, Fig. 14 und 15).

Cerithium Zitteli nov. sp. (Taf. XVIII, Fig. 1.)

Eine von jenen kleinen, zierlichen Cerithienformen, wie sie sich im Urgon und Apt nicht selten finden. Die Art stimmt indess in der Verzierung der Windungen mit keiner der bekannten. Diese sind etwas convex und mit drei sehr schwachen, dazwischen zwei stärkeren Knotenreihen verziert, von denen die tiefere stärker entwickelt ist. Die Mündung ist viereckig, der kurze Ausguss ein wenig nach rückwärts zurückgebogen. Die grössten Exemplare dieser in den unteren Urgonkalken häufigen Form werden kaum 10 Millimeter lang.

Turritella laevigata Leym.

Eine sehr schlanke, ziemlich seltene Form, mit planen Umgängen, von viereckigem Querschnitte, übereinstimmend mit der Zeichnung Leymeries (Mém. Soc. géol. Fr. 1842, pl. 17, Fig. 9). Bei gut erhaltenen Exemplaren zeigen die Windungen eine sehr feine Längsstreifung.

Trochus cf. Chavannesi Pict. et Camp.

Ein einzelnes Exemplar einer kleinen Trochusform von 3 Millimeter Höhe, welches dem *T. Chavannesi Pict. et Camp.* aus dem weissen Urgon von Châtillon de Michaille (St. Croix, II, p. 515, pl. 86, Fig. 7) sehr nahe steht. Der Unterschied besteht nur darin, dass die Spira der vorliegenden Form von Bezeck ein wenig höher ist, in Folge dessen auch der Kiel nicht so scharf vortritt.

Trochus Morteauensis Pict. et Camp.

Aus dem Urgon von Morteau beschreibt Pictet (St. Croix, II, p. 511, pl. 85, Fig. 13 und 14) einen durch seine Linkswindung auffallenden Trochus, mit welchem ein Exemplar von 7 Millimeter Höhe aus dem Bezecker Kalke gut übereinstimmt.

Trochus Zollikoferi Pict. et Camp.

Ein Exemplar in Form, Grösse und Zeichnung übereinstimmend mit Pictet's Beschreibung (St. Croix VI, p. 513, pl. 136, Fig. 4 u. 5).

Nerita bicostata nov. sp. (Taf. XVIII, Fig. 6.)

Eine kleine Form mit wenigen, rasch anwachsenden gekielten Umgängen. Der Theil ober dem Kiele ist mit starken gerundeten Rippen bedeckt, die an der vertieften Naht mit einer Anschwellung beginnen und mit einer ähnlichen am Kiele endigen. Ihre Fortsetzung unterhalb des Kieles ist etwas schwächer und es schiebt sich zwischen je zwei noch eine weitere erst am Kiele beginnende Rippe von gleicher Stärke ein.

Astarte elongata d'Orb.

Eine rechte Valve entspricht sehr gut Pictet's Beschreibung (St. Croix, III, p. 310, pl. 124, Fig. 8.)

Trigonia ornata d'Orb.

Nur in einem kleinen Schalenexemplare vorhanden, übereinstimmend mit d'Orbigny's Beschreibung (Terr. crét. III, p. 136, pl. 288, Fig. 5—7).

Cardita quadrata d'Orb.

Eine ziemlich häufige Form, deutlich gekielt, daher von rhomboidischem Umrisse, mit vielen einfachen radialen Rippchen verziert. Das Schloss zeigt zwei starke Zähne, einen kurzen, unmittelbar unter dem Wirbel, und einen langen, schief gestellten, unter der Ligamentfurche. Das Exemplar, welches d'Orbigny (Terr. crét. III, pl. 267, Fig. 7—10) abbildet, ist nicht ausgewachsen, daher mehr quadratisch im Umrisse. Aeltere Exemplare haben eine mehr verlängerte Gestalt.

Opis neocomiensis d'Orb.

Fünf Exemplare besitzen alle Charaktere der Art, wie sie Pictet (St. Croix, III. p. 324, pl. 125, Fig. 3 und 4) angibt.

Opis inornata nov. sp. (Taf. XVIII, Fig. 10.)

Von rhomboidalem Umriss, etwas breiter als lang. Die Lunula sehr tief, vom gerundeten Vorderrande nicht scharf getrennt. Rückwärts ist die Schale scharf abgeschnitten, so dass der Analrand mit dem Mantelrande einen beinahe rechten Winkel bildet, gegen dessen Spitze vom Wirbel her ein stark vortretender Kiel verläuft. Die Wirbel sind schmal und stark eingerollt. Die Oberfläche der Schale ist glatt und zeigt eine grobe Anwachsstreifung. Von *Opis neocomiensis d'Orb.*, mit der sie in der Bildung des Kieles und der Lunula gut übereinstimmt, unterscheidet sich die vorliegende Form sehr deutlich durch die breitere Form und glatte Schale. Auf Bezeck ist dieselbe häufiger als *O. neocomiensis.*

Arca Cornueliana d'Orb.

Ziemlich häufig, entspricht gut der Charakteristik d'Orbigny's (Terr. crét. III., p. 208, pl. 311. Fig. 1—3).

Arca Carteroni d'Orb.

Nur zwei Exemplare, auf welche die Beschreibung, welche d'Orbigny von dieser Art gibt (Terr. crét. III., p. 202, pl. 309, Fig. 4 und 5) gut passt.

Pectunculus Marullensis Leym. (Taf. XVIII, Fig. 7 und 8.)

Eine nicht seltene, kleine Form, etwas ungleichseitig, indem der rückwärtige Theil etwas stärker entwickelt erscheint. Die Wirbel sind sehr kurz, daher die Area sehr klein. Die Oberfläche der Schale ist mit feinen radialen Furchen bedeckt, die abwechselnd stärker und schwächer sind, wie dies in der Abbildung, welche Leymerie (Mém. Soc. géol. Fr. V., 1842, pl. 9. Fig. 26) von der Art gibt, deutlich gezeichnet ist. Dagegen ist die Detailzeichnung, welche d'Orbigny (Terr. crét. III., pl. 306, Fig. 4 und 5) bringt, und welche eine der Furchung analoge Rippung darstellt, wohl kaum richtig, wie sich dies schon aus dem Vergleiche mit Fig. 1 (l. c. bei d'Orbigny) ergibt. Ausser der Radialfurchung sieht man an der Art von Bezeck auch

eine feine Anwachsstreifung. Das Schloss stimmt im Baue der Zähne mit der Zeichnung Leymerie's, weniger dagegen mit der Zeichnung d'Orbigny's.

Lima Essertensis de Lor.

Gut charakterisirt durch die starke Anwachsstreifung, welche die flachen, gerundeten Rippen besonders erwachsener Exemplare in kurzen Intervallen stark unterbricht (vergl. Pictet, St. Croix, IV., p. 139, pl. 163, Fig. 7).

Lima Orbignyana Math.

Die Rippen sind etwas breiter als bei der vorhergehenden Art, flach gerundet und durch scharfe punktirte Einschnitte getrennt (vergl. Pictet, St. Croix, IV., p. 126, pl. 161, Fig. 4).

Lima Russillensis Pict. et Camp.

Eine seltene, sehr flache Form, geziert mit 15 groben Radialrippen, die, sowie die Intervalle noch eine feine Radialstreifung zeigen, welche am Steinkerne fehlt. Die erste dieser Rippen begrenzt wie eine Art Kiel die Depression an der Vorderseite (vergl. Pictet, St. Croix, IV., p. 147, pl. 175, Fig. 5 und 6).

Lima Tombeckiana d'Orb.

Stimmt in Form und Rippung vollständig mit dem von Loriol abgebildeten Exemplare aus dem unteren Urgon von Landeron (Loriol et Gilliéron Urg. inf. du Landeron, p. 19, pl. 1, Fig. 17).

Pecten Robinaldinus d'Orb.

Gehört zu dem Urgontypus Nr. 3 Pictet's, mit vielen gedrängt stehenden Rippen und engen Intervallen (vergl. Pictet, St. Croix, p. 190, pl. 170, Fig. 4). Ziemlich häufig.

Pecten cf. Arzierensis de Lor.

Eine kleine glatte Form mit Andeutung von Radialstreifung gegen den Stirnrand hin, scheint ein Jugendexemplar der genannten Art zu sein, wie sie Pictet (St. Croix, IV., p. 195, pl. 171, Fig. 3) beschreibt.

Ostrea rectangularis Röm.

Im festen Urgonkalke häufig, doch niemals Bänke bildend, sondern immer nur vereinzelt, findet sich diese Art in der typischen Form und nicht in der *var. crebricosta Pict.*

Ostrea tuberculifera Coqd.

Das häufigste Fossil in den unteren Urgonkalken, stets nur in kleinen Exemplaren vorkommend. (Betreff der Synonimie mit *Ost. Boussingaulti d'Orb.* vergl. Pictet, St. Croix, IV., p. 280.)

Lithodomus amygdaloides d'Orb.

Selten und nur in Steinkernen vorkommend, stimmt sehr gut mit den Abbildungen Pictet's nach Exemplaren aus dem Urgon von Morteau und Marolles (St. Croix, III., p. 518, pl. 139, Fig. 1 und 2).

Terebratula Russillensis de Lor.

Findet sich auf Bezeck merkwürdiger Weise selten vollständig, sondern meist nur in von einander getrennten Valven.

Waldheimia tamarindus Sow.

Sehr häufig in der breiten, flachen Varietät, wie sie Loriol (Urg. inf. du Landeron, pl. II., Fig. 9—11) zeichnet.

Rhynchonella lata d'Orb.

Ist sehr häufig, findet sich jedoch meist in Jugendexemplaren. Ausgewachsene Formen sind seltener und die Valven dann meist auseinandergefallen.

Cidaris muricata Röm.

Einzelne Stacheln entsprechen ganz der Beschreibung de Loriol's (Urg. inf. du Landeron, p. 56, pl. IV., Fig. 8).

Pentacrinus neocomiensis Des.

Einzelne Stielglieder, selten.

5. Fauna des dichten, oberen Urgonkalkes bei Klien.

Requienia ammonia Math.

Das häufigste Fossil des oberen Urgonkalkes von Vorarlberg. Die Einrollung der Wirbel bei dieser Art beträgt in der Regel $1^1/_2$, bei manchen Exemplaren von Klien über zwei Windungen. Der Querschnitt der Windungen ist gewöhnlich stark gerundet dreikantig. Bei einigen Exemplaren vom Staufenspitz ist der Querschnitt sogar auffallend dreieckig, und eine Art Kiel vorhanden, so dass man an *Req. Londsdalii d'Orb.* denken könnte. Doch fehlt die für letztere Art charakteristische Falte an der Hinterseite der Schale.

Requienia gryphoïdes Math.

Grosse, starkgekielte, exogyrenartig gebaute Formen, den hohen, stark gekielten Abarten der *Exogyra Couloni* viel ähnlicher, als der widderhornartig in mehreren Windungen aufgerollten *Req. ammonia*, mit der sie zusammen vorkommen. Die Schale besteht aus zwei Lagen, von denen die innere nur sehr dünn ist, neben der Anwachsstreifung auch feine Radiallinien zeigt und in der Regel auf dem Steinkerne haften bleibt, während die obere sehr dicke und rauhe Lage, die aus lauter dachziegelförmig sich übereinander schiebenden Lamellen besteht, gewöhnlich am Nebengesteine festhält. Die grosse Oberschale ist flach, deckelförmig. Im Allgemeinen ist die Form seltener als *Req. ammonia.*

Monopleura trilobata d'Orb. sp.

Scheint verhältnissmässig selten zu sein, denn es haben sich bisher nur zwei Exemplare in den Brüchen von Unterklien gefunden.

Sphaerulites Blumenbachii Studer.

Ist zumal in den obersten Lagen des Rudistenkalkes ziemlich häufig, findet sich aber immer nur in Steinkernen.

Rhynchonella irregularis Pict.

Findet sich, wenn auch verhältnissmässig seltener, mit denselben Charakteren, wie tiefer in der Kliener Austernbank, steigt also aus dem unteren Urgon in die Rudistenkalke auf.

6. Fauna des tiefsten Gault vom Margarethenkapf bei Feldkirch.

Lytoceras Timotheanum Pict. sp.

Hat sich bisher nur in einem Exemplare am Margarethenkapf bei Feldkirch gefunden.

Haploceras Mayorianum d'Orb. sp.

Von diesem findet sich sowohl die weitgenabelte Varietät mit niedrigen, breiten Umgängen, als auch die enggenabelte mit flachen, hohen Windungen.

Acanthoceras Milletianum d'Orb. sp.

Neben *Terebratula Dutempleana* die häufigste Form in der Grenzschichte des Gault gegen den Rudistenkalk, zeigt sich in der Regel in der typischen Ausbildung und nur sehr selten, und zwar nur bei Jugendzuständen in der Varietät mit dichotomen Rippen, wie sie Pictet (St. Croix, I., p. 262) beschreibt.

Acanthoceras Martinii d'Orb. sp.

Die vorliegenden Exemplare stimmen nicht vollständig mit der genannten Art, sondern halten so ziemlich die Mitte zwischen dieser und dem *Acanthoc. nodosocostatum d'Orb. sp.* Sie haben breite, niedrige Umgänge wie *Ac. Martinii*, nur fehlen zwischen den geknoteten Hauptrippen die kurzen Zwischenrippen, wie sie d'Orbigny (Terr. crét, pl. 58, Fig. 7 und 8) angibt, sondern sind nur schwach angedeutet, wie bei *Ac. nodosocostatum.* Aehnliche Zwischenformen finden sich von verschiedenen Localitäten des Canton Schwyz im Züricher Museum.

Natica Favrina Pict. et Roux.

Ein einzelner Steinkern entspricht in Form und Nabelbildung am besten der genannten Art (Pictet, Moll. des grès verts, Mém. soc. ph. et hist. nat., Genève 1849, T. 12, p. 45, pl. 17, Fig. 4). Mit *Nat. gaultina* kann man denselben nicht vergleichen, weil das vertiefte Band an der Naht fehlt.

Solarium Tingrianum Pict. et Roux.

Bisher nur in zwei Exemplaren gefunden, die gut Pictet's Beschreibung (St. Croix, II., p. 543, pl. 88, Fig. 8, 10) entsprechen.

Isoarca Agassizi Pict. et Roux.

Ist selten und stimmt gut mit Pictet's Beschreibung (Grés vert., Mém. soc. hist. nat., Genève 1852, T. XIII, p. 112, pl. 31, Fig. 3, *Isocardia crassicornis d'Orb.*).

Inoceramus concentricus Park.

Die Exemplare aus dem tiefsten Gault sind zum Unterschiede von denen, die sich an der oberen Gaultgrenze finden, gewöhnlich grösser und die concentrische Rippung etwas markirter. Auch sind die Schalen nach rückwärts flügelartig erweitert, daher im Umrisse mehr viereckig gegenüber der Ovalform des echten *Inoc. concentricus* und nähern sich dem *Inoc. Salomoni d'Orb.* Sie besitzen jedoch nicht die

für *Inoc. Salomoni* so charakteristische Einsattelung des Rückens der grossen Schale, sind vielmehr wie *Inoc. concentricus* gleichmässig gewölbt.

Terebratula Dutempleana d'Orb.

Das häufigste Fossil in den untersten Lagen des Gault. Sie findet sich zwar auch an der oberen Gaultgrenze, aber nur sehr vereinzelt. Der Mehrzahl nach gehören die Stücke der stark gefalteten Varietät an, doch sind auch Stücke mit schwacher Faltung des Stirnrandes nicht selten.

Terebratula sp.

Ein einzelnes Exemplar einer Form, die auf den ersten Blick der *Waldheimia hippopus Röm.* sehr ähnlich sieht. Dieselbe ist aber viel gedrungener, breiter, hat einen stark überwölbten Schnabel, und die kleine Valve greift in den Sinus der grossen sehr stark ein. Das für *Waldheimia* charakteristische mediane Septum fehlt. Die Form hat am meisten Aehnlichkeit mit der *Tereb. nucleata*, wie sie Quenstedt (Brachiopoden, Taf. 47, Fig. 93) zeichnet.

Waldheimia pseudomagas nov. sp. (Taf. XVIII, Fig. 9 a, b.)

Eine Form, welche in ihrer äusseren Gestalt sehr an *Magas pumilus Sow.* erinnert. Die grosse Schale gerundet dachförmig, die kleine dagegen nur sehr mässig gewölbt. Der Schnabel ist stark übergebogen mit kleiner Oeffnung, das Deltidium klein, die Area deutlich durch einen Kiel abgesetzt. Die Commissur an den Seiten und am Stirnrande gerade, die Schale fein punktirt.

Unter den Kreidebrachiopoden steht die Form der *Tereb. Hebertina d'Orb.* (Terr. crét. IV., p. 108, pl. 514, Fig. 5—10) sehr nahe und unterscheidet sich nur durch die deutlich abgesetzte Area, wodurch der Schnabel ein etwas schlankeres Aussehen gewinnt. Die *Tereb. Robertoni d'Arch.* aus der Tourtia (Mém. soc. géol. Fr. 2. sér. T. II, 1846, p. 315, pl. 18, Fig. 2) hat einen viel kräftigeren Schnabel mit grosser Oeffnung, und der Schlossrand der kleinen Schale ist winkelig, während er bei der vorliegenden Form beinahe gerade ist, so wie bei der *Tereb. Hebertina d'Orb.*

Rhynchonella Gibbsiana Davids.

Die Formen sind durchwegs sehr dick und entsprechen am besten der Abbildung, welche Pictet (St. Croix, V., Taf. 198) in Figur 5 bringt.

Discoidea rotula Agass.

Unter den Echiniden des untersten Gault die häufigste Form, grossentheils mit Schale erhalten, welche die sehr charakteristische Verzierung trägt, wie sie de Loriol (Echin. des terr. crét. pl. 13, Fig. 8 d) angibt.

Catopygus cylindricus Desor.

Ein unbeschaltes Exemplar, entspricht der Beschreibung de Loriol's (Echin. d. terr. crét. p. 278, pl. 22, Fig. 5).

Holaster laevis Agass.

Die Exemplare gehören zu den hohen, Ananchyten ähnlichen Formen und stimmen im Detail vollkommen mit de Loriol's Beschreibung (Echin. des terr. crét. p. 319, pl. 27, Fig. 1).

Heteraster oblongus d'Orb.

Ist von der typischen Form (Loriol, Echin. des terr. crét. p. 355 pl. 29, Fig. 8) nicht zu unterscheiden.

7. Die Fauna des obersten Gault

stimmt auf das Auffallendste mit der von Pictet und Roux beschriebenen Fauna der Grés verts der Umgebung von Genf. Unter den an verschiedenen Punkten, zumal in der Umgebung von Bezau im Bregenzer Walde und in den Brüchen östlich von Hohenems gesammelten Formen findet sich nur ein bisher unbeschriebener Ammonite:

Lytoceras nov. sp.

Durchmesser 155 Millimeter.

Im Verhältniss z. Durchmesser-	Höhe d. letzten Umgangs	0·42
„ „ „ „	Breite „ „ „	0·61
„ „ „ „	Nabelweite	0·34

Der Steinkern einer grossen Lytocerasform mit rasch anwachsenden, nur wenig umfassenden Windungen, welche sich in Bezug auf ihre Gestalt nur mit dem tithonischen *Lyt. Liebigi var. Strambergensis* vergleichen lässt. Doch zeigen schon die obigen Masse, dass die Windungen verhältnissmässig noch dicker sind und rascher zunehmen als bei *Lyt. Liebigi*. Ein wesentlicher Unterschied macht sich aber im Lobenbau bemerkbar, trotzdem der Grundplan der Lytocerasloben auf das Sorgfältigste gewahrt bleibt. Die Loben sind nämlich ungemein complicirt und fein verästelt, und je zwei benachbarte so ineinander gewachsen, dass die Sattelräume ganz ihren Charakter verlieren und sich wie Dendriten ausnehmen. Die paarige Spaltung des ersten Laterals, welche man bei *Lyt. Liebigi* bis zum dritten Gliede verfolgen kann, lässt sich bei der vorliegenden Form bis zum fünften Gliede deutlich verfolgen. Der Siphonal, durch einen tiefen zungenförmigen Sattel getheilt, ist verhältnissmässig sehr kurz und von den beiden grossen Lateralen ganz überwuchert, die mit ihren äussersten Aesten bis an die Siphonallinie vordringen und hier einander beinahe berühren, während sie bei *Lyt. Liebigi* durch einen breiten Raum getrennt sind.

Unter den Kreidelytoceraten lässt sich mit der vorliegenden Form nur *Lyt. Mahadeva Stol.* aus der Ootatoor-Group der indischen Kreide vergleichen[1]). Bei diesem finden wir einen ähnlichen, wenn auch noch etwas weniger complicirten Lobenbau. Doch sind die Windungen bei *Lyt. Mahadeva* viel schlanker und von beinahe kreisrundem Querschnitte, ähnlich wie bei der oben als *Lyt. sequens* neubeschriebenen Form (Taf. XVIII, Fig. 12) aus dem Mittelneocom Vorarlbergs.

---

[1]) Stolitzka, Palaeont. Indica I., 1865, p. 165, pl. 80.

Schlussüberblick.

Wie bereits (p. 666) angeführt, hat der vorliegende Aufsatz den Zweck, einen Theil der nordalpinen Kreidezone, nämlich so weit dieselbe innerhalb der Landesgrenze von Vorarlberg verläuft, dem seit Prof. Gümbel's und v. Richthofen's Arbeiten (1861) über den gleichen Gegenstand bedeutend fortgeschrittenen Stande unserer Kenntnisse der westalpinen Kreidebildungen entsprechend darzustellen.

Zu diesem Zwecke wurde zunächst in einer Einleitung (p. 659 u. f.) an der Hand vornehmlich der Untersuchungen Lory's in der Dauphiné versucht, das Verhältniss der alpinen Kreidebildungen zu jenen im Jura und im anglo-gallischen Becken festzustellen und zu zeigen, dass, während in den beiden letzteren Verbreitungsgebieten die marine Kreideserie an der unteren Grenze unvollständig ist, also zwischen den Jura- und Kreidebildungen eine je nach localen Verhältnissen verschieden grosse Lücke existirt, diese Lücke in den Alpen nicht vorhanden ist, sondern hier die Kreidebildungen continuirlich auf die jurassischen (tithonischen) folgen und sich allmälig aus diesen entwickeln.

Die marine Kreideserie im anglo-gallischen Becken, in gleicher Art wie in Norddeutschland, Sachsen-Böhmen, Galizien, kurz im ganzen Gebiete der nordeuropäischen Verbreitungsarea, so weit sie bisher bekannt, fängt je nach localen Verhältnissen mit Gliedern von verschiedenem geologischen Alter an, ist aber nach der oberen Formationsgrenze hin in der Regel sehr vollständig und stark differencirt.

Die ältesten marinen Kreideablagerungen, soweit man sie von einzelnen Punkten der nordeuropäischen Verbreitungsarea bisher kennt, entsprechen, verglichen mit der Kreideserie im Jura, jenem Gliede, welches man als Mittelneocom oder als Néoc. prop. dit. Désor oder, um den oft in ungleichem Sinne angewendeten Namen Neocom zu vermeiden, Hauterivien Renevier nennt. An den meisten Stellen fängt aber die marine Kreideserie im nördlichen Mitteleuropa mit Aequivalenten jüngerer Glieder, stellenweise erst mit dem Cenoman an. Die Lücke, welche hier die marine Sedimentreihe an der Jura-Kreidegrenze zeigt, ist vielfach durch Süsswasser- und Brackwasserbildungen ausgefüllt.

Im Jura ist die Kreidereihe an der unteren Grenze vollständiger, und zwar so ziemlich um den Betrag des Gliedes, welches Désor Valangien benannt hat. Die Lücke ist hier also kleiner, aber dennoch vorhanden.

In den Alpen endlich findet sich an der Grenze vom Jura zur Kreide gar keine Lücke, sondern die marinen Sedimente folgen continuirlich aufeinander und das tiefste cretacische Glied entwickelt sich allmälig aus dem obersten jurassischen (tithonischen). In den Alpen findet sich also noch unter dem Aequivalente des jurassischen Valangien eine mächtige Schichtgruppe, also ein Plus gegenüber dem Jura, das man am besten mit dem bereits in Uebung befindlichen Namen Berriasgruppe bezeichnen kann.

Im stratigraphischen Theile (p. 667 u. f.) wurde zunächst gezeigt, dass die Kreideserie in Vorarlberg an keiner Stelle unterbrochen sei, und dass sie, entsprechend der für die Alpen giltigen Regel, sich nach oben und unten innig an die benachbarten Formationen anschliesse. Beim Verfolgen der einzelnen Ablagerungen wurde vor Allem auf die Veränderungen aufmerksam gemacht, welche dieselben von einer Stelle zur anderen in Bezug auf ihre petrographischen und die damit aufs Engste zusammenhängenden paläontologischen Charaktere durchmachen, und gezeigt, dass diese Veränderungen sich auf locale Verhältnisse zurückführen lassen, die mit der Tektonik der von den Ablagerungen eingenommenen Bodenstelle und ihrer Situation gegenüber dem ehemaligen Ufer und dem von dieser Seite kommenden Sedimentmateriale innig zusammenhängen, sowie dass sich die Unterschiede der sog. jurassischen und alpinen Facies der Kreide durch derlei locale Verhältnisse ausreichend erklären lassen. Beide Ausbildungsformen sind in Vorarlberg vertreten und gehen in einander über, bilden sonach eine Art Mischtypus wie in der Provence.

Im tektonischen Theile (p. 703 u. f.) wurde vor Allem aufmerksam gemacht auf die Aenderungen, welche die Wellen in Bezug auf Form, Intensität und Verlauf durchmachen, sowie wesentlich auf solche Störungen, welche mehrere hintereinander folgende Wellen in übereinstimmender Weise treffen, und gezeigt, dass sich alle Einzelnheiten im Wellenbaue des Vorarlberger Kreidegebietes sehr gut unter dem einen Gesichtspunkte erklären lassen, dass bei der grossen, durch die horizontalen Componenten der Schwere an den schwächsten Stellen der Erdrinde verursachten Bewegung der Massen die der Centralaxe vorgelagerten Sedimente sich an jener Ecke gestaut haben, welche das alte Gneissgebirge im Osten der sog. Rheinbucht bildet, und dass daher die Wellen um diese Ecke in einen auffallenden Bogen verlaufen, der, je näher an der krystallinischen Ecke, um so schärfer, in weiterer Entfernung aber flacher wird. Hiermit übereinstimmend ist die Intensität der Faltung der Wellen in der Nähe des Stauungshindernisses eine grössere, als in weiterer Entfernung von diesem.

Es wurde ferner darauf hingewiesen (p. 720 u. f.), dass die im gleichen Gebiete auftretenden tektonischen Störungen von verschiedenem Alter, und dass die älteren derselben für die jüngeren massgebend sind.

Zum Schlusse wurde (p. 725 u. f.), um das tektonische Bild der Gegend auf seine Einheitlichkeit zu prüfen, auch ein Ueberblick der tektonischen Verhältnisse jenseits des Rheines versucht. Dabei zeigte sich die Tektonik des Glarner Landes, speciell die tektonischen Verhältnisse der sog. Glarner Schlinge im Widerspruch mit der Tektonik der Umgebung, und es wurden aus diesem Grunde die Angaben Prof. Heim's über diesen Gegenstand einer kurzen Kritik unterzogen.

Im paläontologischen Theile (p. 735 u. f.) wurden insbesondere jene Faunen näher besprochen, welche durch ihren jurassischen Habitus von Interesse sind und die auf Taf. XVIII und XIX abgebildeten neuen Formen eingehender beschrieben.

Beiträge zur Geologie des nördlichen Bosnien.

Von **C. M. Paul.**

Mit einer Kartenskizze (Taf. Nr. XX).

Im Frühjahre 1879 hatte ich Gelegenheit, anlässlich einer montanistischen Specialmission in der Gegend von Tuzla, mit der ich betraut war, mich etwa 5 Wochen im nördlichen Bosnien aufzuhalten. Leider wurde die Benützung dieses an sich kurzen Zeitraumes für geologische Zwecke durch lange andauerndes Regenwetter und Hochwässer, sowie durch die nothwendige Beschäftigung mit meiner praktischen Aufgabe sehr beschränkt; nichtsdestoweniger glaube ich die gewonnenen Daten, so kurz und fragmentarisch sie auch erscheinen mögen, zur Kenntniss der Fachgenossen bringen zu sollen, da sie immerhin einigen Aufschluss über den Gesammtbau dieses interessanten und in dieser Beziehung bisher nahezu ganz unbekannten Landestheiles (der Gegend nördlich vom Sprečathale) geben.[1])

Ich werde zunächst die auf den bereisten Routen gewonnenen Einzelbeobachtungen kurz skizziren, und aus diesen dann die geologische Gliederung des Gebietes abzuleiten suchen.

I. Die erste Route unternahm ich von **Türkisch-Brood** über **Derwent** und **Kotorsko**, das **Bosnathal** aufwärts bis **Zepcze.**

Es ist dieses dermalen wohl die am häufigsten bereiste Route Bosniens, und liegen über dieselbe auch in geologischer Beziehung bereits einige Daten vor, so die von Ltn. Ržehak (Verhandl. d. geol. R.-A. 1879 Nr. 4) mitgetheilten, ferner mein eigener vorläufiger Reisebericht (Verhandl. 1879 Nr. 9), endlich eine schon vor sieben Jahren von mir (Verhandl. 1872 Nr. 16) publicirte Notiz über die Gegend von Derwent.

Der erste Hügelzug, der die Saveniederung gegen Süden begrenzt, und den man, von Türkisch-Brood ausgehend, bei Han Lužani erreicht, besteht, wie bereits in den oben citirten Notizen erwähnt, aus einem

---

[1]) In den bekannten älteren Arbeiten von Boué und Sendtner über die geologischen Verhältnisse der europäischen Türkei finden sich gerade über das hier in Rede stehende Gebiet beinahe gar keine Angaben. Die Ansicht Boué's, dass man vielleicht bei den Salzquellen von Tuzla Werfener Schichten mit etwas Triaskalk vermuthen könnte (Geol. d. Europ. Türkei, Sitzb. d. k. Akad. XLIX. B. p. 19), erwies sich, wie aus dem Contexte vorliegender Mittheilung sich ergeben wird, als mit meinen Beobachtungsresultaten nicht übereinstimmend.

braunen, wohl diluvialen Lehme, der in der Art seines Auftretens sehr an den hügelbildenden, den Nordrand der Karpathen begleitenden Lehm erinnert, den man bei den Aufnahmsarbeiten der letzten Jahre unter dem Namen Berglehm von dem terrassenbildenden eigentlichen Löss zu unterscheiden pflegte.

Unter diesem Lehme, der vielfach mit Schotterlagen in Verbindung stehend, auf den Höhen der Hügel südwärts ziemlich weit verbreitet ist, erscheinen bei Derwent Neogenbildungen.

Dieselben bestehen aus gewöhnlichem Leithakalk (aufgeschlossen an zahlreichen Stellen der Bahntrace zwischen Derwent und Velika, namentlich bei Han Marica) einer, dem letzteren wohl äquivalenten Bank mit *Ostrea gingensis Schloth.* (im Zigainlukthale), Leithaconglomerat aus Quarz- und krystallinischen Geschieben (beim Kloster Plehan) endlich aus einer, unter der erwähnten Austernbank liegenden Süsswasserablagerung mit *Congeria Basteroti Desh.* und Planorben. Die letzterwähnte, den marinen Mediterranbildungen vorausgängige Süsswasserablagerung wurde nur an einem Punkte, nämlich im Zigainlukthale, einem östlichen Seitenthale des Ukrinathales südlich unterhalb der Zigeunercolonie von Derwent beobachtet, und dürfte auch kaum südwärts tiefer in das Gebirge eingedrungen, sondern wahrscheinlich auf die nördliche neogene Randzone beschränkt sein, denn weiter im Innern des nordbosnischen Gebirges beobachtet man, wie einige der im Folgenden skizzirten Durchschnitte zeigen werden, häufig die marinen Neogenschichten unmittelbar auf dem Grundgebirge.

Die Neogenschichten reichen, vielfach von dem obenerwähnten Lehme bedeckt, etwa bis an den oberen Theil des Velicanka-Thales. Etwas nordwestlich oberhalb der Bahnstation Velika tritt aber bereits ein Gesteinswechsel ein, während die flacheren, bisher geschnittenen Hügelketten zugleich durch etwas höher ansteigende, gerundete Bergkuppen ersetzt werden.

Hier beginnen dünn geschichtete Sandsteine und Mergel von ausgesprochenem Flyschcharakter zu herrschen.

Im Bereiche dieser Flyschgesteine, die auch im Bosnathale bei Kotorsko vielfach anstehen, beobachtete ich (zwischen Kotorsko und Doboj) eine Entblössung von lichten, sphäroidisch sich absondernden Mergeln, ganz jenen gleich, die wir aus den Karpathen von Holubina bei Munkács (Paul und Tietze, Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. der geol. R.-A. 1879 2. H. p. 274) und von Mezőlaborcz im Laborczathale (Paul, die geol. Verh. d. Sároser und Zempliner Com. Jahrb. der geol. R.-A. 1868) kennen und zum Eocän rechnen. Diese Gesteinsbeschaffenheit, sowie das räumliche Vorkommen dieser ganzen Zone unmittelbar am Rande des Neogens, zwischen diesem und weiter zu besprechenden cretacischen Bildungen lässt vermuthen, dass wir es hier wohl vorwiegend mit eocänem Flysch zu thun haben dürften.

Am rechten (östlichen) Ufer der Bosna erhebt sich (südöstl. von Kotorsko, nordöstl. von Doboj) der auf der Generalkarte als Tribowa Betajn Planina bezeichnete Höhenzug. Derselbe besteht der Hauptmasse nach vorwiegend aus einem lichten Korallenkalke, in welchem es mir gelang, deutliche und sicher erkennbare Nummuliten aufzufinden. Dieser

wie wir sehen werden, auch weiter südlich sehr verbreitete Kalk ist daher als eocäner Nummulitenkalk festgestellt.

Gegenüber vom Tribowa Betajn-Gebirge, am linken Bosnaufer sah ich nur an einer Stelle, nördlich von Doboj bei der Thalkrümmung eine Spur dieses Nummulitenkalkes; dann folgt bei Doboj ein sehr eigenthümlicher Complex von Gesteinen, der im ganzen nördlichen Bosnien ausserordentlich verbreitet ist, der grossen Mannigfaltigkeit der in demselben engverbundenen Gesteinsbildungen wegen schwer mit einer petrographischen Benennung zu bezeichnen ist, und daher, um überhaupt von demselben reden zu können, wohl mit einem Localnamen belegt werden muss. Ich will diesen Complex vorläufig unter dem Namen der „Schichten von Doboj“ zusammenfassen.

Derselbe besteht aus dunklen, lichtgeaderten Kalken, Lagen von Hornstein und Jaspis, Rotheisenstein (Haematit), Serpentin und Gabbrogesteinen. Diese, in ihren Endgliedern so weit voneinander abstehenden Bildungen gehen mannigfach ineinander über und sind stets so enge miteinander verknüpft, dass eine Trennung derselben selbst auf der detaillirtesten geologischen Karte von grösstem Massstabe nicht überall durchführbar sein wird.

Geht man vom Bahnhofe Doboj gegen die Stadt, so beobachtet man an der Thalkrümmung die obenerwähnte kleine leicht übersehbare Partie des Nummulitenkalks. Dann folgt (vor der Verpflegsbäckerei) ein Steinbruch in dunklen, weissgeaderten, zuweilen in serpentinähnliche Gebilde übergehenden Kalk mit Hämatitknollen. Die Schichten desselben fallen steil nach NO. Geht man nun an den Militärbaracken vorüber, und wählt bei der Strassentheilung den rechts führenden (oberen) Weg, so sieht man rechts an der Strasse zunächst eine kleine Entblössung von einem diabasartigen Eruptivgesteine, dann (vor den ersten Häusern der Stadt) einen kleinen Steinbruch, der lichte Mergel und Hornsteinbänke blosslegt. Diese Hornsteine liegen flacher als die Schichten im ersten Bruche und fallen NW.

Der Castellberg von Doboj besteht aus Diabas. Derselbe wurde bereits von F. Schafarzik untersucht; der Genannte fand darin als wesentliche Bestandtheile Feldspath (Andesin und Oligoklas), Augit, Magnetit und Titaneisenerz; die Augitkrystalle zeigen in der Mittellinie der länglichen Krystalle Hohlräume, in welchen die positiven und negativen Formen der terminalen Pyramidenflächen zu beobachten sind. (Földtany közlöny 1879. Nr. 3, 4, p. 166.)

Fig. 1.

Doboj von der Ostseite.



Jenseits (südlich) von Doboj beobachtet man (hinter den Fuhrwesen-Baracken) wieder die oben erwähnten dunklen Kalke und Serpentine mit Hämatitknollen.

Vor der Einmündung der Usora in die Bosna treten die lichten am Trebowa Betajn als Nummulitenkalke erkannten Korallenkalke mächtig entwickelt auf. Sie zeigen sehr zahlreiche aber stets undeutliche Schalenauswitterungen, Nummuliten fand ich hier nicht. Unmittelbar am linken Usoraufer, vor der Brücke sind diese Kalke unterlagert von dünngeschichteten, mergeligen, stark gewundenen Gesteinsschichten.

Schneidet man von hier weiter südwärts gegen Maglaj die Strasse verfolgend das Alluvium der Usora, so gelangt man am rechten Usoraufer wieder an die Dobojer Schichten, von hier gegen Maglaj vorwiegend als Serpentine und Olivingabbros entwickelt. Südlich von Han Moševac bricht sehr schöner fester Serpentin, der bereits versuchsweise zu Schwersteinen u. dgl. geschliffen wird. Etwas südlich von diesem Punkte tritt im Serpentin ein etwa 1′ mächtiges Lager eines schneeweissen, sehr festen, kieseligen Magnesites auf; derselbe fällt nach Nord.

Die das Castell von Maglaj tragende Bergkuppe besteht aus einem Eruptivgesteine, welches sich als vollkommen verschieden erwies vom dem, den Castellberg von Doboj zusammensetzenden Diabase.

Es ist nämlich ein echter Trachyt. Herr Conrad v. John, dem ich die mitgebrachten Gesteinsproben zur näheren Untersuchung übergeben hatte, theilte mir über dieselben freundlichst die folgende Notiz mit:

„Der Trachyt vom Maglajer Castellberge ist porphyrisch ausgebildet und zeigt in einer gegen die Einsprenglinge fast zurücktretenden lichtgrauen rauhen Grundmasse zahlreiche Leisten von glasig glänzendem Sanidin, ziemlich viel in schönen Tafeln ausgebildeten Biotit und vereinzelte Quarzkörner. Ueberdies ist das ganze Gestein durchsetzt von Brauneisen, welches in Form von Säulchen von erdiger Beschaffenheit auftritt und wie die mikroskopische Untersuchung zeigt als Pseudomorphose nach ursprünglich vorhandener Hornblende aufzufassen ist.

Unter dem Mikroskope sieht man, dass die Grundmasse vorherrschend aus gut ausgebildeten kleinen Sanidinen besteht, zwischen denen sich eine globulitisch entglaste Masse befindet. Unter den Einsprenglingen tritt besonders der Feldspath hervor. Derselbe ist meist Sanidin, der sowohl in einfachen Krystallen als auch in Karlsbader Zwillingen erscheint. Die letzteren sind durchgehends in schönen Krystallen entwickelt und enthalten Einschlüsse von Grundmasse und ziemlich häufig nadelförmige farblose Mikrolithen, die wohl Apatit sein dürften. Die einfachen Krystalle zeigen meist schöne zonale Entwicklung und kommen oft in Gruppen zusammengehäuft vor.

Eigenthümlich ist es, dass, wenn auch selten, so doch einzelne Sanidine eine schwarze körnige Umrandung zeigen.

Neben Sanidin kommt auch, jedoch in weit geringerer Menge, Plagioklas vor, so dass man dieses Gestein zu den reinen Sanidintrachyten rechnen kann.

Der Biotit erscheint in lichtgelbbraunen feingestreiften Durchschnitten, die ausgezeichneten Pleochroismus zeigen, so dass die Farbe derselben von lichtgelbbraun bis schwarz wechselt.

Was nun die vollkommen zersetzte Hornblende anbelangt, so ist das aus ihnen entstandene Eisenoxyd im Schliff meist herausgefallen. Nur an den Rändern gegen die Grundmasse ist meist ein Rest desselben erhalten und es erscheinen so Formen begrenzt, die vollkommen den Durchschnitten entsprechen, die die Hornblende im Dünnschliff gewöhnlich zeigt. Magnetit ist durch das ganze Gestein gleichmässig vertheilt."

Vom Trachyte des Castellberges am rechten Bosnaufer flussabwärts gegen die neue Eisenbahnbrücke gehend, trifft man zunächst einen dünngeschichteten Sandstein, dann Conglomerat. Ebenso ist südwärts vom Castellberge, am rechten Ufer über Krstno Polje gegen Blizna vorwiegend Conglomerat entwickelt, unter dem stellenweise Kuppen von Serpentin und Serpentinbreccien hervorkommen. Dasselbe Conglomerat ist am linken Bosnaufer, etwa eine Stunde südlich von Maglaj, oberhalb der Einmündung des Lisnicabaches, an einer Towics genannten Localität, durch einen Schotterbruch gut aufgeschlossen.

Es zeigt zum Theil sehr grosse Geschiebe, welche vorwiegend den Dobojer Schichten und den Eocängebilden der Gegend entstammen, Serpentine, Gabbro's, Hornsteine, Jaspis, hydraulische Flyschmergel, Nummulitenkalke etc., darunter aber auch einzelne Gesteine, welche mir anstehend in der Gegend nicht bekannt geworden sind.

Ein solches ist z. B. ein Epidioritgestein, über welches Herr v. John die folgenden näheren Daten mittheilt:

„Makroskopisch bietet dieses Gestein wenig charakteristisches. Es ist ein inniges feinkörniges Gemenge von Feldspath mit, wie sich erst aus der Untersuchung unter dem Mikroskope herausstellt, lichtgraugrüner fasriger Hornblende. Dasselbe zeigt ebenso, wie die Epidiorite aus dem Fichtelgebirge[1]) eine eigenthümlich fettig anzufühlende Verwitterungsrinde.

Unter dem Mikroskope erscheinen die Feldspathe in nicht scharf begrenzten, schon stark zersetzten, Aggregatpolarisationserscheinungen zeigenden Durchschnitten; nirgends sind mehr schöne Polarisationsfarben, oder polysynthetische Zwillingszusammensetzung zeigende Stellen erhalten.

Es ist also der ganze Feldspath in eine saussuritartige Masse umgewandelt.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung und der Analogie mit den Epidioriten des Fichtelgebirges sowie aus der Thatsache, dass sich Saussurit nachweislich immer aus kalkreichen Feldspathen gebildet hat, kann man annehmen, dass ursprünglich ein kalkreicher Plagioklas vorhanden gewesen ist.

Die Hornblende erscheint im Dünnschliff in zwei Modificationen. Weitaus überwiegend ist eine verhältnissmässig frische lichtgrüne fasrige Hornblende, die meist schönen Dichroismus zeigt. Daneben ist in

---

[1]) Dr. C. W. Gümbel, Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874, pag. 10.

geringererer Menge rothbraune stark dichroitische Hornblende vorhanden, die häufig mit der grünen faserigen Hornblende verwachsen erscheint.

Durch das ganze Gestein häufig attachirt an die braune Hornblende erscheint Magnetit und Titaneisen. Letzteres zeigt häufig die charakteristische Umsäumung durch ein graues halbopakes Umwandlungsproduct (Leukoxen)."

Andere Geschiebe bestehen aus zersetztem Olivingabbro (Serpentin); Herr v. John sagt darüber:

„Das Gestein stellt ein Gemenge von dunkelgrünem Serpentin mit verhältnissmässig gut erhaltenem Diallag vor, welches Gemenge mit zahlreichen Adern von Calcit, Quarz und hie und da auch von amorpher Kieselsäure durchzogen erscheint. Im Dünnschliff zeigt der Serpentin deutliche Maschenstructur, die auf sein Entstehen aus Olivin hinweist, daneben sind aber auch Partien von umgewandeltem Diallag zu sehen, an denen man noch sehr deutlich die parallele Streifung das Diallags sieht. Ueberdies erscheint noch ziemlich frischer Diallag, der ausserordentlich feine Streifung zeigt. Es ist also nicht zu zweifeln, dass man es hier mit einem schon stark umgewandelten Olivindiallaggestein zu thun hat."

Ueber dem Conglomerate liegt an der hier in Rede stehenden Localität ein dünngeschichteter, flach nach NW. fallender Tuffsandstein.

Herr v. John fand im Dünnschliffe, dass die Bindemasse desselben aus Quarz und Calcit besteht, in welche Masse eine grosse Anzahl verschiedener Bruchstücke eingebettet erscheinen; vor allem andern zahlreiche glaukonitähnliche Körner, dann Partieen, die wahrscheinlich von Olivingabbro's herstammen, Bruchstücke vollkommen zersetzten Feldspathes, eckige Quarzstücke etc.

Das erwähnte Conglomerat, welches man wohl zweifellos als tertiär bezeichnen kann, erreicht von hier gegen Žepcze, namentlich längs der Strasse, welche hier westwärts vom Bosnathale abzweigt, eine ziemliche Verbreitung.

Am entgegengesetzten (rechten) Bosnaufer etwa $^1/_2$ Wegstunde nordöstlich abwärts von Žepcze stehen jedoch wieder Serpentine und die damit stets eng verknüpften weissgeaderten Kalke (Dobojer Schichten) in mächtiger Entwicklung an. Im Bosnaalluvium entspringt hier ein wie es scheint ziemlich reicher Kohlensäuerling von sehr angenehmem Geschmacke, der eine ausgedehnte Platte von Kalktuff abgesetzt hat. Es wäre wohl anzurathen, diese Quelle zu fassen, und vor der Verunreinigung durch süsse Infiltrationswässer zu schützen.

Ueber Žepce hinaus dehnte ich meine Reiseroute in dieser Richtung nicht aus, und hatte auch nicht Gelegenheit, ein östlich von Žepcze bekannt gewordenes Braunkohlenvorkommen, sowie den Fundort der, von F. v. Hauer in unseren Verhandlungen (1879 Nr. 6) besprochenen Miemite zu besuchen.

II. Die Gegend von Gračanica. Bei Doboj verliess ich das Bosnathal, um mich im Sprečathale aufwärts, nach Gračanica zu begeben.

Man kann nicht aus dem Bosnathale bei der Einmündung der Spreča direct in das Thal des letztgenannten Flusses einbiegen. Die Spreča durchbricht nämlich an ihrer Mündung einen Bergzug in einem schmalen Engpasse, durch welchen kein Weg führt. (Auf der Generalkarte ist die Einmündung der Spreča unrichtig, zuweit nördlich und mit breiter Thalweite, angegeben.) Der bei gutem Wetter befahrbare Weg zweigt ziemlich weit nördlich von Doboj vom Bosnathale ab, führt über das Tribowa Betajn-Gebirge hin, und kommt erst in der Gegend von Svetlica in das Sprečathal herab.

Auf dieser Strecke des Weges fand ich die obenerwähnten Nummuliten, und es scheint mir das Tribowa Betajn-Gebirge vorwiegend aus Nummulitenkalk zu bestehen.

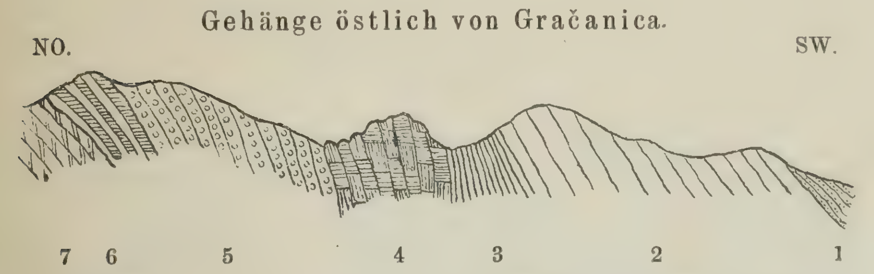
Doch sieht man auch Bruchstücke des aus der Gegend von Maglaj bekannten Tertiärconglomerates. Beim Abstieg in das Sprečathal sieht man unter dem Nummulitenkalke stellenweise Dobojer Schichten hervorkommen.

In dem breiten Längsthale der Spreča bis Gračanica sind wenige Beobachtungen zu machen. Unmittelbar vor Gračanica, bei der grossen über die Spreča führenden Brücke stehen graue, bröcklige Mergel, bei den ersten Häusern von Gračanica mürbe Sandsteine an. Das Ansehen dieser Bildungen ist das von Tertiärgesteinen.

Einen instructiven Durchschnitt beobachtet man an dem Gehänge an welches sich die Stadt Gračanica ostwärts anlehnt.

Fig. 2.

Gehänge östlich von Gračanica.



1. Sandstein.
2. Weisse Kalke und Mergel.
3. Rothe Sandsteinschiefer.
4. Breccienkalk.
5. Fucoidenführende Mergel m. Aptychus.
6. Sandstein und Thoneisenstein.
7. Sandstein und hydr. Mergel.

Unter dem erwähnten Sandsteine (F. II, 1) beobachtet man von Süd gegen Nord schreitend, zunächst splitterige gelbliche und weisse Kalke, mit schneeweissen Mergeln wechselnd (2). Die letzteren gleichen in einzelnen Partieen petrographisch vollkommen den weissen Kreidemergeln Podoliens. Unter ihnen liegt eine Schichte röthlicher Sandsteinschiefer (3). Die beiden letzterwähnten Schichten fallen unter circa 45° nach SW. Unter ihnen liegt ein lichter Breccienkalk (4) der ebenfalls, aber viel steiler nach SW. fällt. Unter diesem folgt grauer etwas gefleckter Mergel mit seltenen Fucoiden (Chondriten) (5). Er gleicht schon petrographisch vollkommen den Neocommergeln der Karpathen. Auf der Höhe des Hügels, an dessen Westgehänge noch eine

der östlichsten Strassen der Türkenstadt von Gračanica hinzieht, fand ich in diesen Mergeln einen undeutlichen Abdruck eines Ammonitenfragmentes, sowie ein deutliches Exemplar des für Neocomien bezeichnenden

Aptychus angulicostatus Pict.

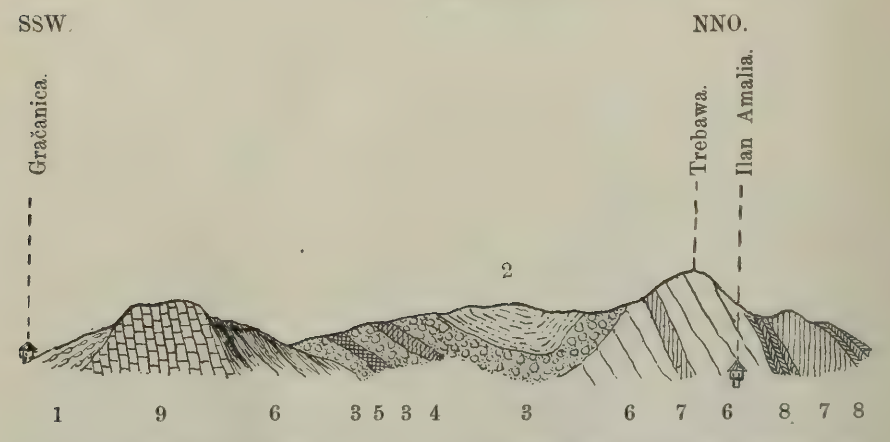
Unter diesen Schichten folgt dann ein flyschähnlicher Complex von Sandsteinen, die mit fucoidenführenden Thoneisensteinbänken (6) und weiter unten mit bläulichen hydraulischen Mergeln (7) vergesellschaftet sind.

Die Neocommergel fallen wie die höheren Schichten dieses Durchschnittes nach SW., allein schon in der Region der Thoneisensteinbänke beobachtet man eine Wendung des Schichtenstreichens und endlich beobachtet man stellenweise deutliches nordwestliches Fallen. Die fucoidenführenden Neocomienbildungen, denen man zweifellos die flyschähnlichen Lagen ebenfalls zurechnen muss, scheinen nach diesem Schichtenfallen das westliche Ende einer Aufbruchswelle darzustellen, die vielleicht gegen O. oder SO. weiter verbreitet ist, als meine beschränkte Beobachtungszeit zu constatiren gestattete. Gegen Westen beobachtete ich nur das Fortstreichen der im Hangenden dieses paläontologisch sichergestellten Horizontes entwickelten lichten Kalke, die wir im nächsten Durchschnitte wiederfinden werden. Die Länge des ganzen hier skizzirten Profiles beträgt etwa $^1/_2$ Wegstunde.

An der von Gračanica gegen Gradačac führenden Strasse beobachtet man zunächst (gleich oberhalb des Konak [Amtsgebäudes]) von Gračanica links von der Strasse eine Entblössung von sandigem Neogentegel mit Cardien. (F. III, 1.)

Fig. 3.

Strasse von Gračanica gegen Gradačac.



1. Neogen-Tegel mit Cardien.
2. Leithakalk.
3. Conglomerat.
4. Sandlage mit Conus, Turritella etc.
5. Sandlage mit Ostrea etc.
6. Weissgeaderte Kalke mit Hornstein etc.
7. Serpentin.
8. Rotheisenstein.
9. Lichter Kalk.

Dann folgt ein felsiger Kalkzug (9). Derselbe besteht vorwiegend aus lichten, manchmal ganz weissen Kalken (wohl wahrscheinlich mit denjenigen zusammengehörig, die wir östlich von Gračanica im Hangenden des Aptychenmergels kennen lernten). Die weissen Varietäten sehen genau wie alpine oder karpathische Aptychenkalke aus, doch beobachtete ich hier keine Aptychen; wahrscheinlich dürfte dieser Kalk wohl noch zum Neocomien zu rechnen sein. Das Einfallen ist steil nach N. und NO.

Ueber diesem folgt, eine etwas niedrigere Berglehne bildend, ein dunklerer weiss geadeter Kalk mit Hornsteinen, crinoidenführenden Kalksandsteinbänken und bröckligen Mergeln vergesellschaftet, wohl wie ich glaube den Dobojer Schichten angehörig (Spuren von Dobojer Schichten beobachtet man auch nördlich von der Zigeunerstadt Gračanica). Die Schichten fallen ebenfalls nördlich (6). Dann gelangt man in eine ziemlich ausgedehnte Partie von Neogenbildungen.

Diese bestehen zunächst am Grundgebirge vorwiegend aus Conglomerat und Schotter (3).

Einzelne Lagen fossilführender Sande sind diesem Conglomerate eingeschaltet. Die tiefere dieser Lagen enthält (nach freundlicher Bestimmung von Herrn F. Teller:

Ostrea Cochlear Poli.
Lima spec. ind.

In einer höheren Lage fand sich:

Conus Dujardini Desh.
Turritella subangulata Brocc.
Arca diluvii Lamk.

Wir haben somit hier die jüngere Mediterranstufe vertreten.

Ueber diesen Bildungen liegt (auf der Höhe östlich von Sokol) gewöhnlicher Leithakalk mit Nulliporen (2).

Nach Verquerung desselben gelangt man wieder an (entgegengesetzt fallendes) Conglomerat, dann bei Dubravica, an der Höhe der Wasserscheide wieder auf Dobojer Schichten. Nördlich von Han Amalia steht schöner Serpentin, nordwärts fallend, im Liegenden und Hangenden von Rotheisenstein begleitet, an.

Im Uebrigen besteht dieser Gebirgszug vorwiegend aus Kalken. Ob dieselben durchgehends den Dobojer Schichten angehören oder auch Nummulitenkalke dabei vorkommen, kann ich nicht angeben.

An einer Stelle der Strasse unweit Dubrawica beobachtete ich an einer Entblössung von grauen, weiss geaderten Kalken und dünngeschichteten Kalkschiefers nordost-südwestliches Streichen mit nordwestlichem Fallen.

(Der hier in Rede stehende Höhenzug (die Wasserscheide zwischen Gračanica und Gradačac) ist auf der Generalkarte, wie der weiter östlich gelegene, von ihm durch das Thal der Velika Tinja getrennte Zug als Majevica bezeichnet, doch versteht die dortige Bevölkerung unter dem Namen Majevica nur den östlichen Zug, während der hier in Rede stehende unter dem Namen Trebawa bekannt ist.)

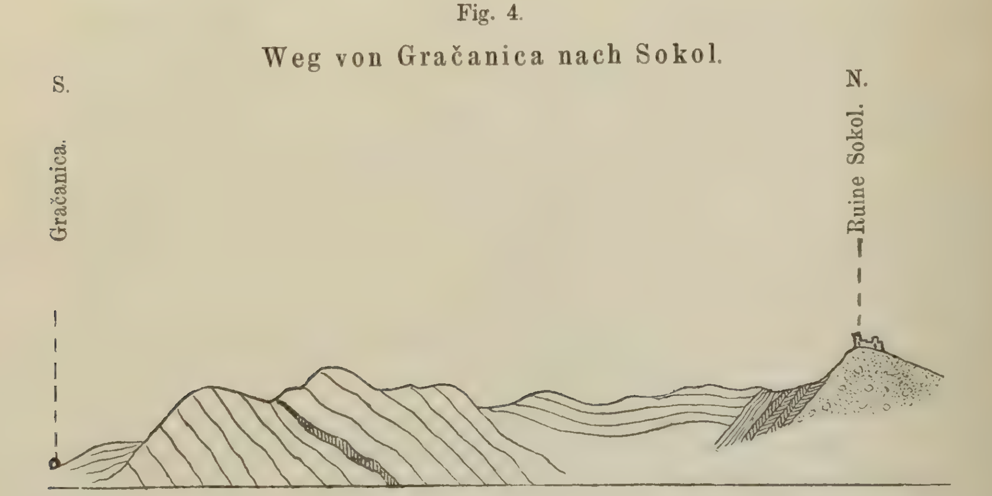
Nach dem erwähnten Serpentin- und Hämatitaufschlusse bei Han Amalia konnte ich auf der weiteren Route gegen Gradačac keine Beobachtungen mehr machen.

Bei Gradačac selbst gelangt man wieder in die nördliche Neogen-Randzone des nordbosnischen Gebirges. Eine mir durch Herrn Dr. v. Luschan freundlichst eingesendete Petrefactensuite aus Gradačac enthielt *Clypeaster*, *Scutella*, *Pecten*, *Pectunculus*, *Nulliporen*, kurz eine sehr ausgesprochene Leithakalkfauna. Ein Stück der Suite zeigte Cardienabdrücke, die, wenn auch specifisch nicht sicher bestimmbar, einigermassen an *C. obsoletum* erinnern, daher vielleicht auch Schichten der sarmatischen Stufe bei Gradačac entwickelt sein könnten.

Der Weg von Gračanica nach Sokol zeigt analoge Verhältnisse wie die, welche wir an der Strasse zwischen Gračanica und Han Amalia kennen lernten.

Fig. 4.

Weg von Gračanica nach Sokol.



1. Neogen-Tegel mit Cardien.
2. Neogen-Conglomerat und Schotter.
3. Kalksandsteine.
4. Rotheisenstein.
5. Dobojer Kalk und Serpentin.
6, Lichte Kalke.
7. Sandige Lage mit Pleurotomaria.

An der, schon im vorhergehenden Durchschnitte erwähnten Partie von Cardienführendem Neogentegel links vorüber, dem Bache aufwärts folgend gelangt man bald in den felsigen Zug des weissen Kalkes, den wir schon an der Gradačacer Strasse kennen lernten.

Das Einfallen desselben wurde nach NNW., N. und NO. beobachtet. Einzelne Lagen von Sandstein sind demselben eingeschaltet. Ungefähr bei der vierten Mühle fand ich in einer solchen Lage einen Gasteropodenrest, über den Herr Fr. Teller, der die Untersuchung der von mir mitgebrachten Fossilien freundlichst übernommen hatte, die folgende Notiz gibt:

„Der vorliegende Gasteropode zeigt in seinen Gestalt- und Dimensionsverhältnissen, besonders in der charakteristischen Profillinie der einzelnen Umgänge und auch in der nur zum Theil erhaltenen Ornamentirung eine bemerkenswerthe Uebereinstimmung mit *Pleurotomaria formosa Leym.* (Mem. Soc. geol. Tom. V. pl. 16. fig. 12.) Er dürfte wahrscheinlich aus cretacischen Schichten stammen.“

Dieses Vorkommen scheint somit meiner oben angedeuteten Anschauung, dass diese Kalke zusammengehörig seien mit denjenigen, die östlich von Gračanica unmittelbar über den Mergeln mit *Aptychus angulicostatus* liegen, und wohl noch den unteren Abtheilungen der Kreide zuzuzählen seien, nicht zu widersprechen.

Bei der Wegtheilung tritt man, nach Durchschneidung des felsigen Kalkzuges, in ein Gebiet sanfter gerundeter, etwas niedrigerer Berge ein; man ist hier im Gebiete des Neogenconglomerates, welches sich mit ganz flachen Schichten an die Kalke anlehnt.

Vor Sokol sieht man am Wege zunächst Spuren kalkiger Sandsteine, dann oben eine sehr auffällige etwa 6—7 Meter mächtige Bank von glänzendem, knolligen Rotheisenstein. Dieselbe fällt südlich.

Rechts oberhalb derselben (ausserhalb der Profilskizze) liegt Leithahalk.

Die Ruine Sokol liegt auf dem dunklen, zuweilen mit serpentinartigen Lagen vergesellschafteten Kalke der Dobojer Schichten.

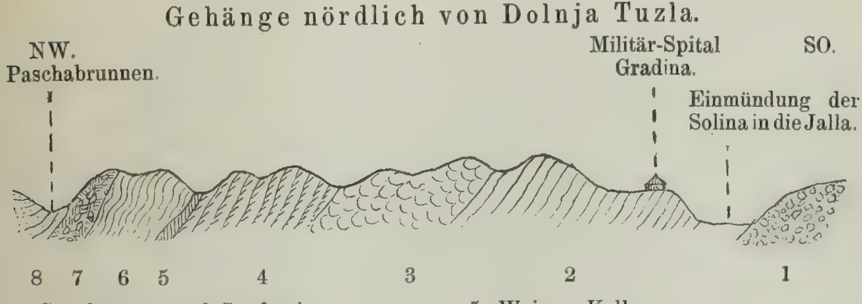
III. **Die Gegend von Tuzla.** Die Neogenablagerungen, die wir in der Gegend von Gračanica kennen lernten, setzen am Nordabhange des Sprečathales über Dubošnica gegen Tuzla fort und scheinen mit dem reicher gegliederten Neogenbecken des Jallathales in unmittelbarem Zusammenhange zu stehen. Auf dem Wege von Gračanica nach Tuzla findet man bei Dubošnica das mehrfach erwähnte, nunmehr als der Mediterranstufe angehörig festgestellte Conglomerat in grossen Entblössungen aufgeschlossen.

Noch unterhalb des Zusammenflusses der Spreča und Jalla beginnen Sande zu herrschen, deren stratigraphische Stellung aus den bei Dolnja Tuzla zu beobachtenden Verhältnisse sich ergeben wird.

Betrachten wir zunächst das nördliche Gehänge des Jallathales bei Dolnja Tuzla.

Fig. 5.

Gehänge nördlich von Dolnja Tuzla.



1. Conglomerat und Sandstein.
2. Lichte Mergel.
3. Mergel m. Fischschuppen u. Echiniden.
4. Mergel u. Sandsteine mit Pflanzenresten.
5. Weisser Kalk.
6. Cerithienschichten.
7. Sande und Sandstein.
8. Congerienschichten.

Von der Einmündung der Solina in die Jalla (östlich von der Stadt) ausgehend, sieht man zunächst am linken Solinaufer das bekannte Marin-Conglomerat, mit mürben mergeligen Sandsteinen vergesellschaftet. (F. V, 1.)

Am linken Solinaufer, unterhalb des Militärspitales, an einer Gradina genannten Höhe, sieht man leichte, dünngeschichtete Mergel, die häufig aus ganz dünnen Scheiben bestehen, und dann im Querbruche eigenthümlich fein gestreift (Achatähnlich) erscheinen. (2) Dieselben fallen nach NW.

Ueber ihnen liegen nordwestwärts graue schiefrige Mergel mit Fischschuppen und Schalenbruchstücken von Echiniden. (3)

Ueber diesen trifft man weiter nordwestwärts, beim Militärfriedhofe vorbei ins Hangende vorschreitend Mergel mit gelblichen Sandsteinen. Letztere enthalten viele halbverkohlte Pflanzenfragmente, darunter ziemlich deutliche Reste von Dycotyledonenblättern. (4) Diese Schichten fallen nach W.

Man passirt nun ein grösseres Thal, in welches sich die Häuser von Tuzla weit hineinziehen. Jenseits desselben findet man zunächst eine dünne Bank eines weissen, mergeligen, magnesiahaltigen Kalkes (5), und dann sandige Schichten mit vielen Conchylien-Fragmenten, unter denen

Cerithium rubiginosum Eichw. und
Buccinum duplicatum Sow.

zu bestimmen waren. Wir haben somit hier Schichten der sarmatischen Stufe nachgewiesen. Dieselben fallen ebenfalls westlich. (6)

Bevor man noch das kleine, beim westlichen Ende der Stadt Dolnja Tuzla in das Jallathal mündende, zum vielbesuchten Paschabrunnen führende Thal erreicht, findet man Sande mit einzelnen festen Sandsteinlagen, die beinahe ganz senkrecht stehen (7), dann folgen, am Wege zum Paschabrunnen, Tegel mit sehr zahlreichen

Congeria aff. Partschi Czizek,

somit schon echte Congerienschichten. (8)

Auch Spuren röthlicher gefritteter Mergel, wie wir sie auf der anderen Seite des Jallathales noch deutlicher antreffen werden, finden sich hier vor.

Der ganze hier skizzirte Durchschnitt hat eine Länge von etwa 2 Kilometer.

Verfolgt man, weiter über diesen Durchschnitt hinaus, das Nordgehänge des Jallathales weiter gegen Westen, so hat man vorwiegend den Congerienschichten angehörige Sande. Etwa am halben Wege zwischen Dolnja Tuzla und Han Pirkovac, gegenüber von der, auf der anderen (linken) Thalseite liegenden Villa Šemši Beg sieht man diese Sande nicht mehr westlich, sondern sehr flach östlich fallen. Ich fand hier darin (nach freundlicher Bestimmung von Herrn F. Teller):

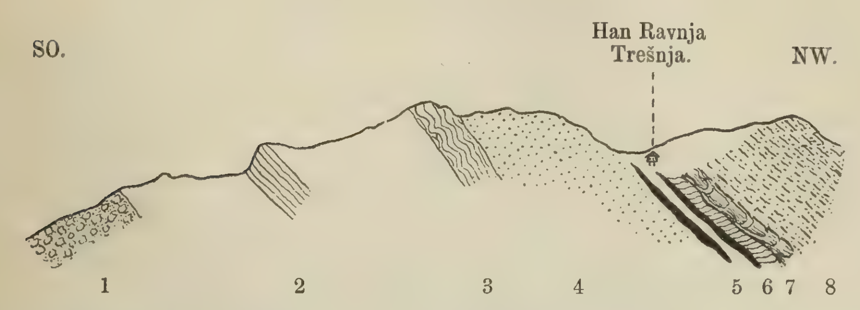
Melanopsis Martiniana Fer. var.
„ *cf. cylindrica Stol.*
„ *decollata Stol.*
„ *aff. defensa Fuchs*
Congeria cf. simplex Barb.
Pisidium priscum Eichw.

und unbestimmbare Bruchstücke verschiedener Cardien. Diese Sande sind weiter westwärts über Han Pirkowac hinaus noch weit verbreitet.

Das linke (südliche) Gehänge des Jallathales bei Dolnja Tuzla zeigt ganz analoge Verhältnisse wie die eben geschilderten des Nordgehänges.

Fig. 6.

Gehänge südlich von Tuzla.



1. Conglomerat und Sandstein.
2. Lichte Mergel.
3. Cerithienschichten.
4. Sand.
5. Braunkohle.
6. Gefrittete Mergel.
7. Congerienführende Tegellage.
8. Sand.

Gegenüber von der Einmündung der Solina sieht man die Conglomerate und Sandsteine, westwärts fallend. (F. VI, 1.)

Höher hinauf zeigt eine Entblössung die lichten Mergel, wie wir sie an der Gradina kennen lernten; dieselben stehen auch im Bette der Jalla selbst an. (2)

An dem Wege, der von der Jallabrücke südwestwärts auf die Höhe der Ravnja Trešnja hinanführt, beobachtet man sehr typisch entwickelte Cerithienschichten (3) mit

Buccinum duplicatum Sow.
Cerithium pictum Bast.
„ *rubiginosum Eichw.*
Tapes gregaria Partsch.
Cardium plicatum Eichw.
„ *cf. obsoletum Eichw.*

Darüber folgen sehr mächtig entwickelt gelbliche und weisse Sande. (4)

An dem Wege, der etwa $^1/_4$ Stunde westlich von der Stadt an einem kleinen Reka genannten Bache gegen Han Ravnja Trešnja hinanführt, beobachtet man nahe der Einmündung des Baches in das Jallathal Ausbisse von Braunkohle[1]) (5). Hier sieht man mit flachem nordwestlichem Fallen zwei Flötze von 2' und $1^1/_2$' Mächtigkeit. Höher hinauf mehr unterhalb des ersten Kammes sieht man aber drei Flötze ausbeissen. Ueber und zwischen den Flötzen zeigen sich Lagen sehr

[1]) Vgl. Rittler, Das Kohlenvorkommen von Dolnja Tuzla. (Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1878. Nr. 17.)

eigenthümlicher schlackenähnlicher rother und bunter Mergel, die wohl nur durch einen einstigen Kohlenbrand erklärt werden können. (6) Darüber liegt unmittelbar eine Tegellage (7), die massenhaft

Congeria balatonica Partsch.

enthält. Ausserdem fand sich ein vereinzeltes Exemplar einer Melania aus der Formengruppe der *Mel. Escheri.*

Im Hangenden folgen wieder mächtig entwickelt Sande. (8)

Auch dieser Durchschnitt hat eine Länge von circa zwei Kilometer.

Im weiteren westlichen Verfolge desselben findet man die Congerienschichten noch weit verbreitet, und auch die Kohle noch an einigen Punkten ausbeissend. Westlich von der Villa Šemši Beg (Bukinje) fand ich im festen mergeligen Sandstein grosse Exemplare von

Congeria Partschi Czizek.

In der Nähe der Einmündung der Jalla in die Spreča tritt eine Sauerquelle aus diesen Schichten hervor.

Noch sind die seit lange bekannten und exploitirten Salzquellen dieser Gegend zu erwähnen. Eine derselben befindet sich in der Mitte der Stadt Dolnja Tuzla im Alluvialgebiet des Jallaflusses. Der Brunnen ist 11—12 Meter tief, hat einen Zufluss von circa 50 Cubikfuss pr. Stunde und einen Chlornatriumgehalt von 6 Proc.

Eine zweite, qualitativ weit reichere Quelle (mit 17 Proc. Chlornatrium) entspringt in Gornia Tuzla aus Tegeln mit Sandlagen, welche das tiefste Niveau der Neogenschichten dieser Gegend repräsentiren, und sich unmittelbar an das nordwärts vom genannten Orte erhebende Flyschgebirge der Majevica anschliessen.

Andere schwächere Salzquellen finden sich bei Grabovica, Lipnica etc.

Näheres über diesen Gegenstand wird seinerzeit an einem anderen Orte publicirt werden.

Ueber die Vertheilung der Neogenschichten in der Gegend von Dolnja Tuzla möge das beifolgende Kärtchen (Tab. XX) eine Uebersicht geben.

IV. **Die Majevica.** Wie bereits oben erwähnt, ist im Lande nur der nördlich und östlich von Tuzla, südlich von Novi Brčka und Brezowopolje sich erhebende, nordwest-südöstlich streichende Höhenzug unter dem Namen Majevica bekannt, während der auf unseren Generalkarten ebenfalls mit Majevica Planina bezeichnete Parallelzug zwischen Gračanica und Gradačac Trebawa, an seinem westlichen Ende aber (wie auch anf der Karte richtig eingezeichnet ist) Tribowa Betajn heisst.

Die Kammhöhe der Majevica beträgt nach neueren Messungen am Strassenübergange zwischen Dokanj und Han Šibošica 337 Meter; nur wenige Kuppen dürften noch um ein unbedeutendes höher ansteigen. Eine dermalen gut befahrbar hergestellte Strasse führt über dieses Gebirge von Brčzka nach Tuzla. Man legt diese Route bei gutem Wetter zu Wagen bequem in einer kleinen Tagreise zurück,

während im Winter allerdings 2 bis 3 Tage hiezu erforderlich sein sollen.

Die Majevica ist im ganzen betrachtet ein Flyschgebirge.

Wenn man von Gornja Tuzla aus das Thal des Rekabaches gegen Nordost aufwärts vorschreitet, so trifft man (noch innerhalb des Ortes) zunächst graue sandige Mergel, die den Bildungen der galizischen Salzthongruppe gleichen. Gleich ausserhalb des Ortes gelangt man aber mit dem höher ansteigenden Gebirge in das Gebiet typischer Flyschgesteine. Man hat hier bis an den Kamm der Majevica hinauf den aus allen Flyschgebieten bekannten raschen Wechsel von Sandsteinen, die mit den unter dem Namen der Hieroglyphen bekannten Relievzeichnungen bedeckt sind, Sandsteinen mit verkohlten Pflanzenresten, schwarzen, blättrigen Schieferthonen, Conglomeratbänken, hydraulischen Mergeln und Thoneisensteinbänken.

In den letzteren gelang es Fossilreste aufzufinden, die mindestens einen annähernden Schluss auf das geologische Alter dieser Bildungen gestatten.

Herr F. Teller theilte mir nach eingehender Untersuchung der mitgebrachten Stücke über dieselben freundlichst die folgende Notiz mit:

„Die von Herrn Bergrath Paul in den Thoneisensteinlagen des Flyschsandsteines der Majevica gesammelten Fossilien beziehen sich auf die Bivalvengattungen *Psammobia* und *Fimbria*, und das Gasteropodengenus *Aporrhaïs* (Pterocera). Die als Psammobia und Fimbria bezeichneten Formen geben in Folge der diesen Gattungen eigenthümlichen Indifferenz der Charaktere wenig Anhaltspunke zur Vergleichung mit beschriebenen und in ihrem stratigraphischen Niveau bestimmten Arten. Günstiger gestalten sich die Verhältnisse bezüglich der in zahlreichen Exemplaren vorliegenden Formen der Gattung Pterocera, für welche hier nach dem Vorgange Gardner's (Geolog. Mag. II. 1875, pg. 49 ff.) der ältere Name *Aporrhaïs* in Anspruch genommen wurde. Abgesehen von dem Umstande, dass die Hauptentwicklung dieses Gasteropodengeschlechtes in die Kreideperiode fällt, zeigt die vorliegende Art noch bestimmte Verwandtschaftsbeziehungen zu einer in untercretacischen Ablagerungen verbreiteten Formengruppe von Aporrhaïden, vor Allen zu *Ap. Moreausiana*, wie sie D'Orbigny aus dem Neocom des Pariser Beckens beschrieben hat (Pal. franc. terr. cret. tome II. pl. 211. fig. 1). Das Gehäuse besteht aus 6 einfach gekielten Windungen mit einem Spiralwinkel von 40 bis 45°. Der letzte Umgang trägt 2 scharfe Kiele, welche in lange, divergirend geschwungene Flügelrippen auslaufen, und einen dritten accessorischen Kiel, welcher bei unserer Art, ebenso wie bei der von D'Orbigny abgebildeten Form in die flügelförmig verbreiterte Aussenlippe verfliesst, während es bei der von Gardner zu *A. Moreausiana D'Orb.* gestellten Form (loc. cit. pl. VII. fig. 3) zu einem selbstständigen geflügelten Fortsatz auswächst. Der an die Spira angelehnte Ausläufer des Flügels ist bei allen vorliegenden Exemplaren nur unvollständig erhalten, besitzt aber im Bereiche der vorletzten Windung noch dieselbe ansehnliche Breite, wie bei der D'Orbigny'schen Art. Gegen eine Identificirung mit *A. Moreausiana* sprechen nur die schwächere Krümmung des in einen langen Fortsatz auslaufenden Canals, die geringere

Expansion des Flügels zwischen den beiden divergirenden Hauptrippen, und die schärfer gekantete Form dieser Rippen. In diesen Merkmalen nähert sich unsere Art mehr der zweitnächst verwandten, aus dem französischen und englischen Gault beschriebenen *Aporrhaïs retusa J. Soby.* (Synom. mit *Rostellaria bicarinata Desh.* und *Pterocera bicarinata d'Orb.*), von welcher sie sich jedoch durch das Vorhandensein eines dritten accessorischen Kieles auf der letzten Windung wesentlich unterscheidet. Wenn es nun auch nach dem Vorstehenden kaum möglich ist, unsere Art mit einer der in Vergleich gezogenen Formen des Neocom und Gault direct zu identificiren, so scheint die Uebereinstimmung mit untercretacischen Typen doch immerhin auffallend genug, um darauf eine vorläufig annähernde Altersbestimmung des Schichtscomplexes der Majevica zu basiren."

Wenn man nach dem Vorstehenden wohl nicht mit Sicherheit behaupten kann, ob man es hier mit Neocomien oder Gault zu thun habe, so kann doch die Zuzählung der Elyschgebilde dieses Theiles der Majevica zu irgend einer Etage der älteren Kreideformation als berechtigt betrachtet werden.

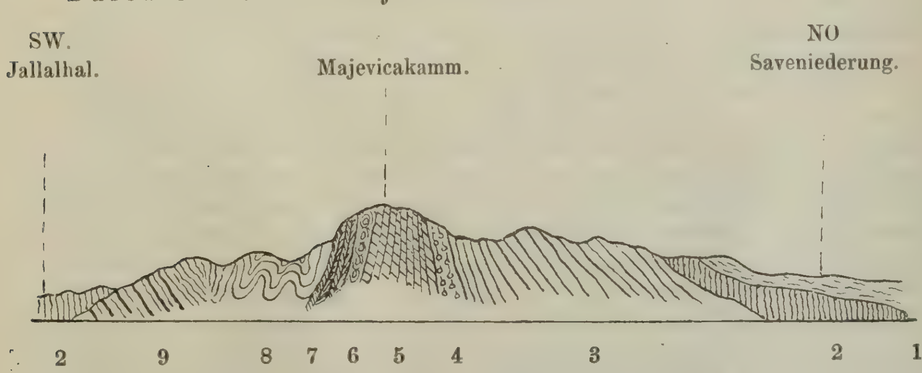
Das Schichtenfallen ist, wie in allen Flyschgebieten auch hier ein sehr wechselndes, die Schichten zeigen vielfach Biegungen, Faltungen und Knickungen.

Selbst das Schichtenstreichen stimmt, namentlich in den südlicheren dem Gebirgsrande näher gelegenen Partieen, nicht überall mit dem Gebirgsstreichen; ich las Fallrichtungen nach N., NNW. und NW. ab. Erst höher hinauf am Kamme ist das Streichen regelmässig wie das des Gebirgszuges WNW.—OSO., das Einfallen meistens ziemlich steil nach SSW.

Einen vollständigen Durchschnitt durch die Majevica erlangt man an der Strasse von Dolnja Tuzla nach Novi Brczka an der Save.

Fig. 7.

Durchschnitt der Majevica zwischen Tuzla und Brčka.



1. Lehm.
2. Neogen.
3. Jüngerer Flysch.
4. Nummulitenkalk.
5. Dobojer Kalk.
6. Hydraulischer Mergel.
7. Rotheisenstein.
8. Dünngeschichtete Flyschmergel.
9. Flyschsandstein mit Glanzkohlenspuren.

Die beim Militärspitale Gradina am Zusammenflusse der Jalla und Solina auftretenden Neogenschichten haben wir bereits im Durchschnitte V kennen gelernt. Verfolgt man von hier längs der Strasse das Solinathal aufwärts, so bewegt man sich etwa bis Han Ivana in Neogenablagerungen. Auf einer Höhe südöstlich von Han Ivana stehen am Südabhange dünngeschichtete Mergel mit südwestlichem Fallen an, höher hinauf und an der Spitze weisser zuckerkörniger Sandstein mit unbestimmbaren Petrefactenspuren und weisser, magnesiumhaltiger Kalkstein. Die stratigraphische Stellung dieser Bildungen wurde mir nicht vollkommen klar. Sehr ähnliche weisse Kalksteine finden sich häufig in isolirten Linsen oder Schollen im Gebiete der marinen Neogenbildungen dieser Gegend, und dürften wohl noch denselben zugehören.

Unweit von Han Ivana übersetzt die Strasse auf die westliche Thalseite, und tritt bald darauf in das Flyschgebiet ein.

Man beobachtet zuerst bläuliche Sandsteine mit braunen Zersetzungsrinden, den Wiener Sandsteinen ähnlich. Sie sind mit Schieferlagen, sowie mit Bänken von Quarzconglomerat in Verbindung, und enthalten kleine Putzen und Linsen einer schönen schwarzglänzenden Kohle, die jedoch keinerlei praktische Verwerthbarkeit besitzt. Diese Sandsteine fallen nach NNO.

Höher hinauf oberhalb der Ivanaquelle folgen vorwiegend mergelige dünngeschichtete Gesteine, mit einzelnen Lagen von mürben Sandsteinen und Conglomeraten. Eigenthümliche weisse Kalkconcretionen finden sich nicht selten den Mergeln eingeschaltet. Diese Schichten fallen wechselnd, vorwiegend steil nach SW. Der allgemeine Eindruck dieser Bildungen, die hier in grosser Verbreitung den ganzen Südabhang der Majevica zusammensetzen, ist der jüngerer (eocäner?) Flyschgebilde.

Die Kammhöhe der Majevica besteht aus Dobojer Schichten, die ebenfalls steil nach SW. (also unter die obenerwähnten Lagen) einfallen. Man trifft zuerst ein mächtiges Lager von Rotheisenstein, dann graue, muschlig brechende hydraulische Kalkmergel, dann weissgeaderte Kalke.

Ungefähr 130 Meter nördlich von der letzten Strassen-Serpentine oberhalb einer dort errichteten Erdhütte findet sich, wie bei Doboj an der Bosna, in diesen Schichten eine kleine Diabaspartie.

Herr v. John untersuchte freundlichst die von hier stammenden Diabasproben und theilte mir über dieselben die folgenden Notizen mit:

„a) Feinkörniger Diabas. Derselbe sieht fast aphanitisch aus, ist von dunkelgraugrüner Farbe und lässt nur bei Betrachtung mit der Loupe seine Bestandtheile erkennen.

Unter dem Mikroskope sieht man im Dünnschliff zahlreiche lichtbraune noch ziemlich frische Körnerdurchschnitte, Augit, die gemengt mit Feldspathleisten erscheinen, die deutlich ihre polysynthetische Zusammensetzung im polarisirten Lichte erkennen lassen und durchsetzt sind von zahlreichen grünen bis dunkelgraugrünen Körnchen und Schüppchen eines chloritischen Minerals.

Letzteres ist überhaupt zwischen den Augiten und Feldspathen in ziemlich bedeutender Menge ausgebildet, zeigt häufig faserige Structur

und ist meist mit zahlreichen dunkelschwarzgrünen Punkten durchsetzt. Magnetit und Titanit kommt nicht gerade häufig unregelmässig vertheilt vor. Das Titaneisen zeigt meist Umwandlung in Leukoxen.

b) Grobkörniger Diabas (stark zersetzt). Derselbe stellt ein körniges Gemenge von grünem Feldspath mit Augit vor. Letzterer nähert sich seiner Ausbildung nach dem Diallag, so dass dieses Gestein fast ein gabbroartiges Aussehen hat.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgende Resultate:

Der Feldspath kommt in ziemlich grossen säulenförmigen Durchschnitten im Dünnschliff vor, ist ziemlich stark saussuritisch zersetzt, zeigt jedoch hie und da noch polysynthetische Zwillingszusammensetzung und ist häufig mit zahlreichen chloritischen Schüppchen durchsetzt. Der Augit ist fast vollständig zersetzt und in ein gelbgrünes schwach dichroitisches chloritisches Mineral verwandelt, welches häufig eine radial faserige Structur zeigt. Wenn der Augit noch erhalten ist, zeigt er eine an Diallag erinnernde Structur, doch ist dieselbe nicht entschieden genug, um diesen Augit direct als Diallag zu bezeichnen und dieses Gestein den Gabbro's zuzurechnen. Sehr schön sieht man in den Schliffen dieses Gesteines die Umwandlung von Titaneisen in Leukoxen. Derselbe erscheint in grossen grauen halbopaken vielfach verästelten Partieen, die nur an einzelnen Stellen noch Reste des ursprünglich vorhandenen Titaneisens zeigen. Das ganze Gestein ist durchsetzt von secundärem Calcit und Quarz."

Nördlich unmittelbar nach dem Kamme traf ich seitwärts von der Strasse eine schmale Lage eines lichten Kalkes, der mit den Kalken der Dobojer Schichten nicht übereinstimmt, vielmehr ganz dem Nummulitenkalke des Tribowagebirges gleicht; auch eine kleine Coralle, derjenigen ähnlich, wie sie an der Bosna im Nummulitenkalke häufig sind, fand ich hier vor. Ich glaube diese Kalkbank daher bereits für eocän halten zu müssen. An sie lehnt sich nordwärts ein Sandstein mit glitzernden Quarzkryställchen auf den Schichtflächen (ein petrographischer Typus, den wir in den Karpathen häufig in eocänen Flyschsandsteinen antrafen). Dann folgen mit vorwiegend nordöstlichem Einfallen wieder dünngeschichtete meist mergelige Flyschgesteine, die ich für die Vertreter der jüngeren, auch bei Kotorsko an der Bosna den Nordrand des Gebirges umsäumenden Flyschzone halte. Nördlich von Han Šibošica schneidet man noch einmal einen Zug fester Sandsteine, dann gelangt man, etwa in der Gegend von Velino Selo und Palanka, in das Gebiet der Neogen-Randzone. Unter der vorherrschenden Bedeckung von Dilivial-Lehm und Schotter sieht man hier häufig kleine Partieen von Leithakalk und weissen Mergeln hervortreten. Letztere erinnern sehr an die weissen Mergel des benachbarten Slavonien, die, wie bekannt, der sarmatischen Stufe zugezählt werden.

Weiter nordwärts gegen Brčka sieht man nur mehr Lehm, der sich endlich an das Savealluvium anschliesst.

Die im Vorstehenden mitgetheilten zerstreuten Einzelbeobachtungen dürften hinreichen, um aus denselben ein ungefähres Bild von der Zusammensetzung der Gegend zu gewinnen.

Das älteste, in dem in Rede stehenden Landestheile von mir beobachtete Glied sind die Neocombildungen von Gračanica. Man kann dieselben weiter in drei Abtheilungen gliedern, von denen die unterste aus dem neocomen Flysch, die mittlere aus den Mergeln mit *Apt. angulicostatus*, die obere aus lichten Kalken gebildet wird. Die Verbreitung des Neocomiens ist sehr beschränkt, und konnte ich dasselbe ausser der Gegend von Gračanica nicht nachweisen.

Sehr nahe im Alter dürfte seinen Fossilien nach der ältere cretacische Flysch vom Südabhange der Majevica bei Gornja Tuzla stehen.[1])

Das nächst höhere Formationsglied bilden die Dobojer Schichten, dieser so eigenthümliche Complex von Kalken, Eisensteinen, Hornsteinbänken, Serpentin, Gabbro, Diabas etc. Er liegt bei Gračanica über dem Neocomien, an der Bosna unmittelbar unter dem Nummulitenkalk, repräsentirt somit irgend ein Glied der mittleren oder oberen Kreide. Grosse Verwandtschaft hat diese Bildung zweifellos mit der, mit Hippuritenkalken eng verknüpften Serpentinformation von Euboea, von der uns Th. Fuchs (Ueber die in Verb. mit Flyschgest. und grünen Schiefern vorkommenden Serpentine bei Kumi auf Euboea. Sitzb. der k. Ak. d. W. LXXIII. B. 1. Abth. April 1876) Nachricht gab.

Die Verbreitung dieser Bildung ist im nördlichen Bosnien eine sehr grosse. Man findet sie im Bosnathale bei Doboj, dann nach einer Unterbrechung durch aufgelagerte Nummulitenkalke zu beiden Seiten der Bosna von der Mündung der Usora bis über Maglaj hinaus und wieder östlich von Žepce. Im Thalgebiete der Spreča kommt sie am Südfuss des Tribowa Betajn vor, bildet beinahe die ganze Höhe des Trebawagebirges, und mindestens einige Theile des Kammes der Majevica.

Das Eocän ist durch Nummulitenkalk (besonders entwickelt am Tribowa Betajn und südlich von Doboj) und durch jüngere Flyschbildungen vertreten. Zu den letzteren rechne ich die Flyschzone des Veličanskathales bei Kotorsko, sowie die den Nordabhang der Majevica zusammensetzenden Mergel und Sandsteine, welche ungefähr ähnlich wie die des Veličanskathales den nördlichsten Gebirgsrand gegen das Neogengebiet des Savebeckens bilden.

Die Neogenbildungen gliedern sich wie im Wiener und im grossen pannonischen Becken in die 3 Hauptabtheilungen der marinen (oder mediterranen) Cerithien- (oder sarmatischen) und Congerienstufe.

---

[1]) Die Fossilfunde bei Gornja Tuzla scheinen mir ein nicht blos locales Interesse zu besitzen. Während die Untersuchungen der letzten Jahre in verschiedenen Theilen der karpathischen Flyschgebiete cretacische Fossilreste nachwiesen, und die Zuzählung der unteren Etagen der Karpathensandsteine zur Kreide dort wohl von Niemandem mehr bezweifelt werden kann, herrchst in den südlichen Flyschrevieren (Croatien etc.) bisher in dieser Beziehung noch vollständiges Dunkel, und das alte Vorurtheil, dass alle Flyschgebilde eocän oder oligocän sein müssen, kommt auf unseren geologischen Karten dieser Gegenden noch vielfach zum Ausdrucke. Die Beobachtungen bei Gornja Tuzla, sowie die Lagerungsverhältnisse bei Gračanica, wo Gesteine vom echtesten Flyschtypus unter Aptychenführenden Mergeln liegen, dürften wohl einige Fingerzeige für die Fragen geben, die seinerzeit in den südlichen Flyschgebieten zu lösen sein werden.

Eine seinerzeit noch unter den Marinschichten gefundene Süsswasserablagerung mit Congerien und Planorben reicht, wie schon erwähnt, nicht ins Innere des Landes, sondern ist nur local am Nordrande zu treffen.

Man findet das Neogen einerseits als Randzone des Gebirges gegen die Saveniederung, anderseits aber auch im Innern des gebirgigen Landes, in kleineren Binnenbecken, und in schmalen Zungen die ältern Gebirgsinseln von einander trennend.

So zieht sich beispielsweise eine solche Zunge längs des Velika Tinjathales zwischen der Majevica und Trebawa hin, und stellt so eine Verbindung zwischen der nördlichen Neogenrandzone und dem Neogenbecken von Tuzla her.

Die marinen Mediterranbildungen sind in der Nordrandzone vorwiegend als Leithakalke mit der gewöhnlichen Fauna von Clypeastern, Pectunculus, Nulliporen etc., in den Binnenbecken mehr als marine Conglomerate und Mergel entwickelt. Ob man es hier mit den beiden anderwärts unterschiedenen Mediterranstufen zu thun hat, oder nur mit der zweiten, für welche die Fossilreste von Gračanica sprechen, oder ob vielleicht diese anderwärts naturgemässe Trennung hier überhaupt verwischt ist, das sind Fragen, welche erst von späteren detaillirteren Forschungen ihrer Lösung zugeführt werden können.

Was schliesslich die Bildungen der beiden höheren Neogenstufen (Cerithien- und Congerien-Schichten) betrifft, so sind dieselben namentlich im Tuzlaer Becken fossilreich und in so typischer Weise entwickelt, dass die Uebereinstimmung mit dem Wiener und pannonischen Becken in einem so weit entlegenen, tief ins Gebirge vorgeschobenen Binnenbecken geradezu auffallend erscheinen muss.

Von der jüngeren, im benachbarten Slavonien so reich entwickelten Neogenstufe, den Paludinenschichten, konnte ich dagegen zu meinem Erstaunen auch nicht eine Spur auffinden. Das Tuzlaer Becken muss daher wohl schon zum Schlusse der Congerienperiode durch allmälige Terrainhebung vom Savebecken abgetrennt worden sein.

Tafel-Erklärung.

Taf. XVIII.

1. *Cerithium Zitteli nov. sp.* (pag. 750 [92]) vergrössert. 1 *a* Einzelner Umgang vergrössert; 1 *b* Nat. Grösse. Museum München.

2. *Cylindrites cretaceus nov. sp.* (pag. 749 [91]). Vergrösserte Vorderansicht. 2 *a* Nat. Grösse. Museum München.

3. *Cylindrites cretaceus nov. sp.* Vergrösserte Hinteransicht. 3 *a* Nat. Grösse. Museum München.

4. *Ceritella urgonensis nov. sp.* (pag. 749 [91]). Vergrösserte Hinteransicht. 4 *a* Nat. Grösse. Museum München.

5. *Ceritella urgonensis nov. sp.* Vergrösserte Vorderansicht. 5 *a* Nat. Grösse. Museum München.

6. *Nerita bicostata nov. sp.* (pag. 750 [92]). Vergrösserte Hinteransicht. 6 *a* Vergrösserte Vorderansicht. 6 *b* Nat. Grösse. Museum München.

7. *Pectunculus Marullensis Leym* (pag, 751 [93]). Vergrössert von Aussen. 7 *a* Nat. Grösse. Museum München.

8. *Pectunculus Marullensis Leym.* Vergrössert von Innen. 8 *a* Nat. Grösse. Museum München.

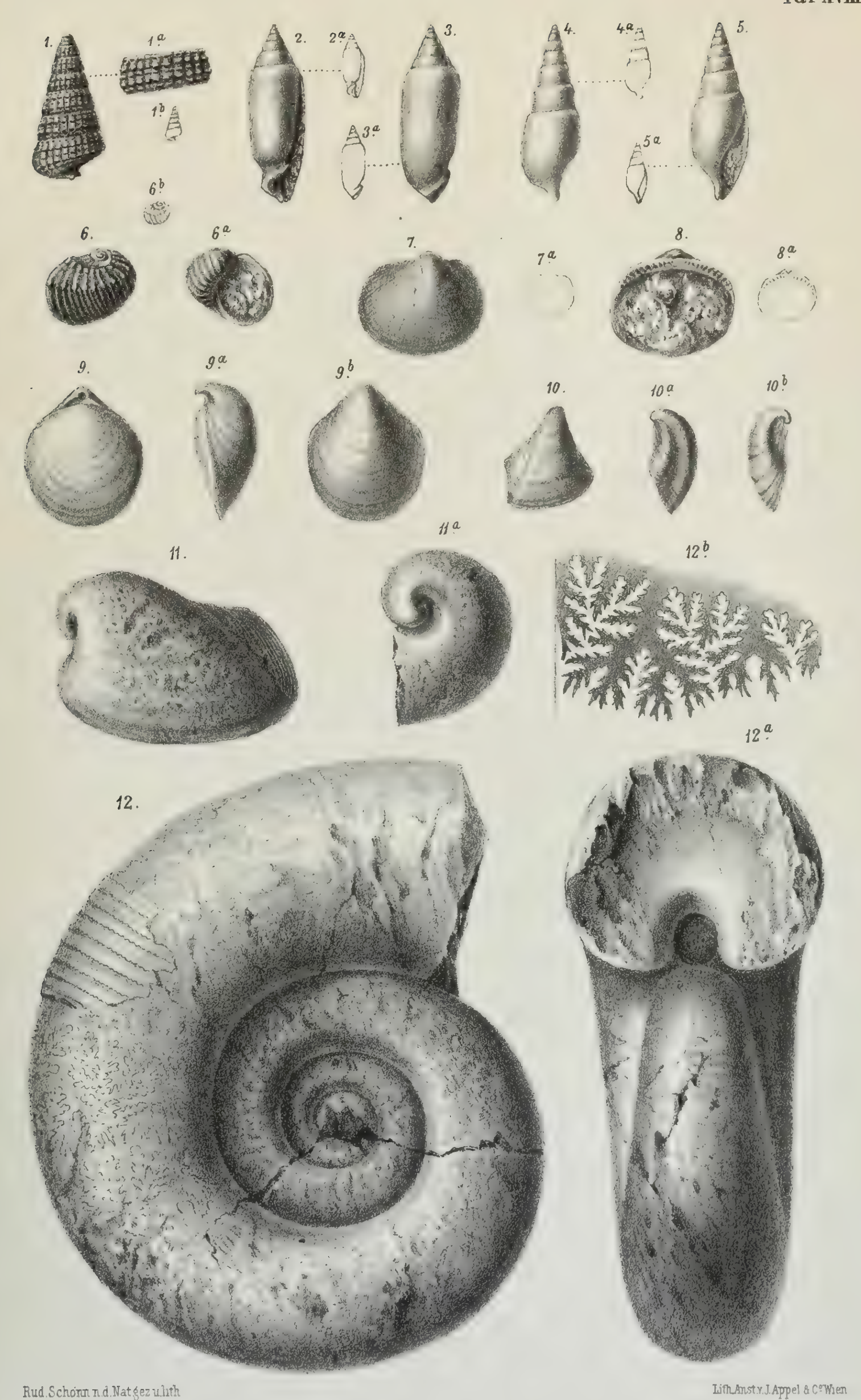
9. *Waldheimia pseudomagas nov. sp.* (pag. 755 [97]). Vorderansicht in nat. Grösse. 9 *a* Seitenansicht. 9 *b* Rückansicht. Mus. d. k. k. geol. Reichs-Anst.

10. *Opis inornata nov. sp.* (pag. 751 [93]). Rechte Valve in natürl. Grösse. 10 *a* Rückansicht. 10 *b* Vorderansicht. Museum München.

11. *Isoarca neocomiensis nov. sp.* (pag. 742 [84]). Linke Valve in nat. Grösse. 11 *a* Vorderansicht. Mus. d k. k. geol. Reichs-Anst.

12. *Lytoceras sequens nov. sp.* (pag. 736 [78]). Seitenansicht in nat. Grösse. 12 *a* Ansicht der Siphonalseite. 12 *b* Lobenlinie. Mus. d. k. k. geol. Reichs-Anst.





Rud. Schönn n.d. Nat gez u.lith

Lith. Anst. v. J. Appel & Co Wien

Verlag von Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhandlung in Wien.



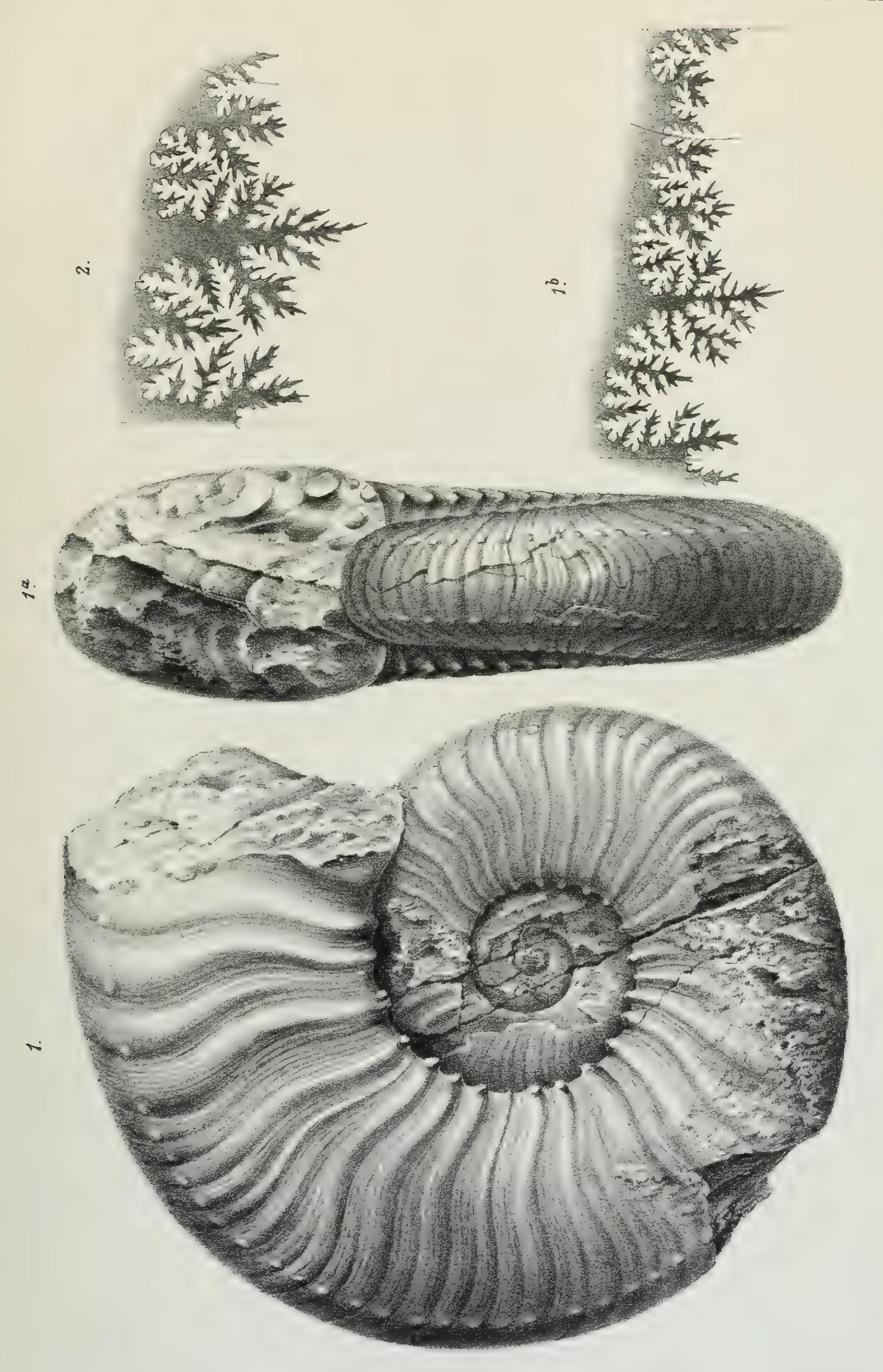


Tafel-Erklärung.

Taf. XIX.

1. *Hoplites vicarius nov. sp.* (pag. 739 [81]). Seitenansicht in nat. Grösse.
1 *a* Ansicht d. Siphonalseite. 1 *b* Lobenlinie. Mus. d. k. k. geol. Reichs-Anst.

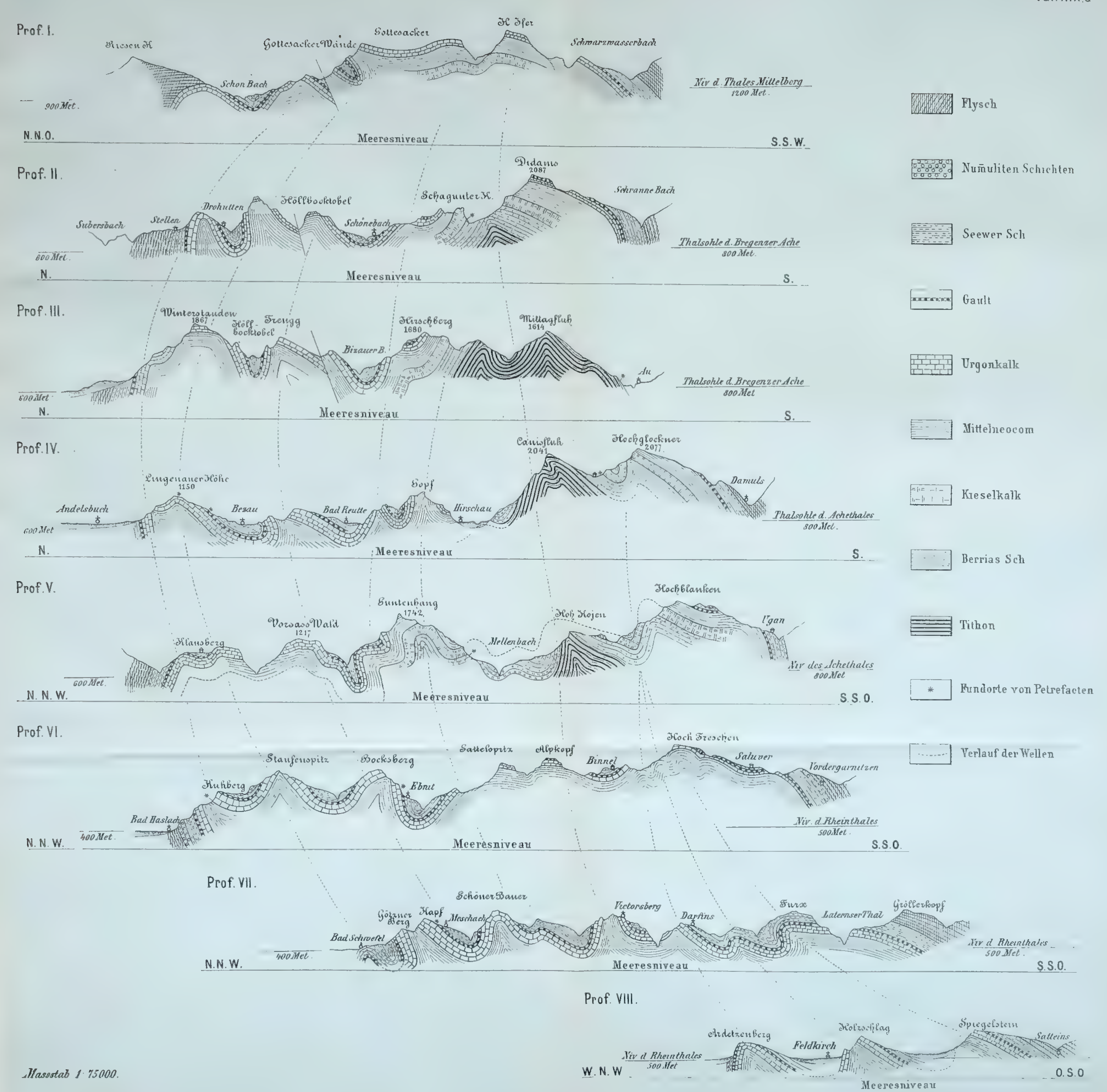
2. *Hoplites sp. ind.* (p. 740 [82]). Lobenlinie.



Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

Verlag von Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhandlung in Wien.

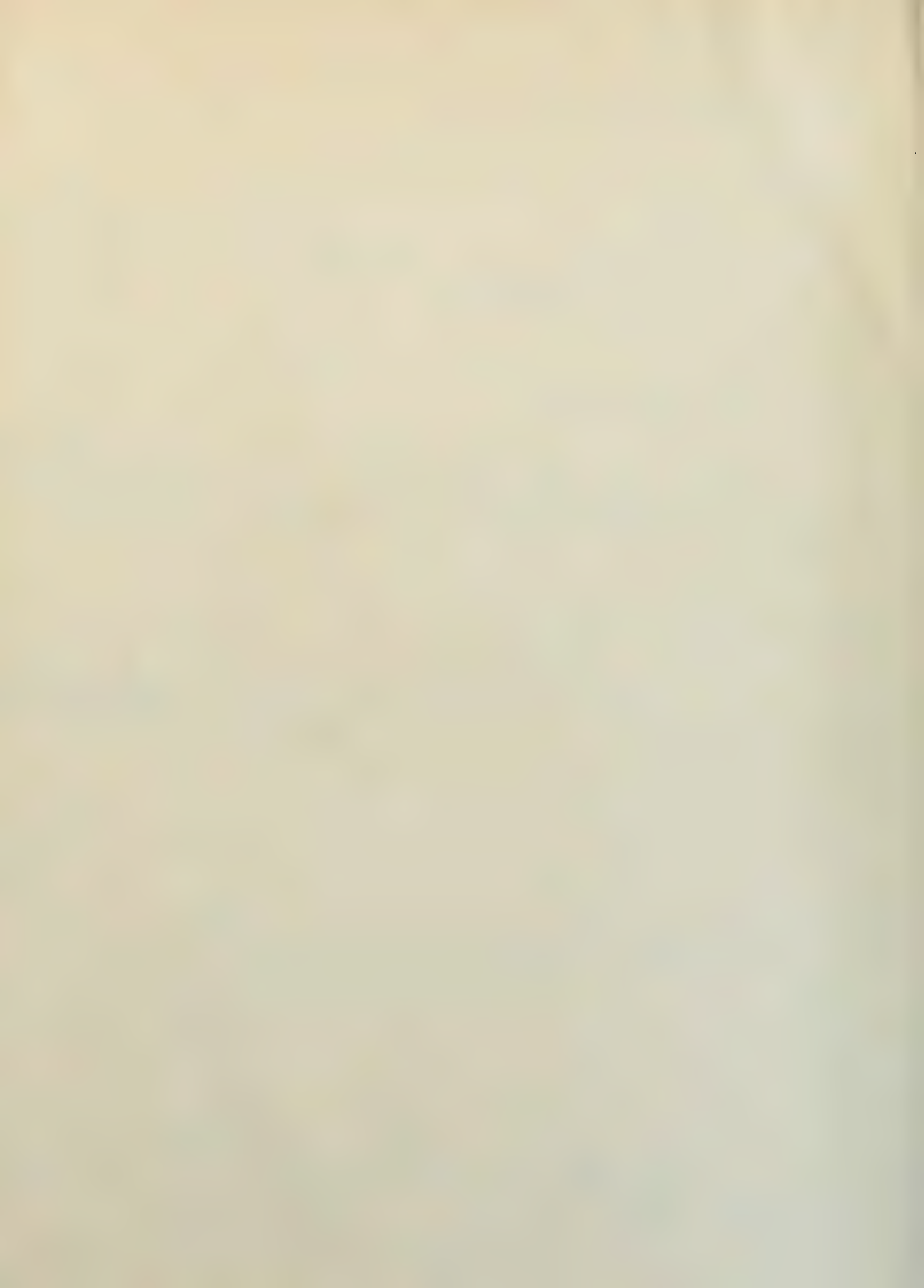


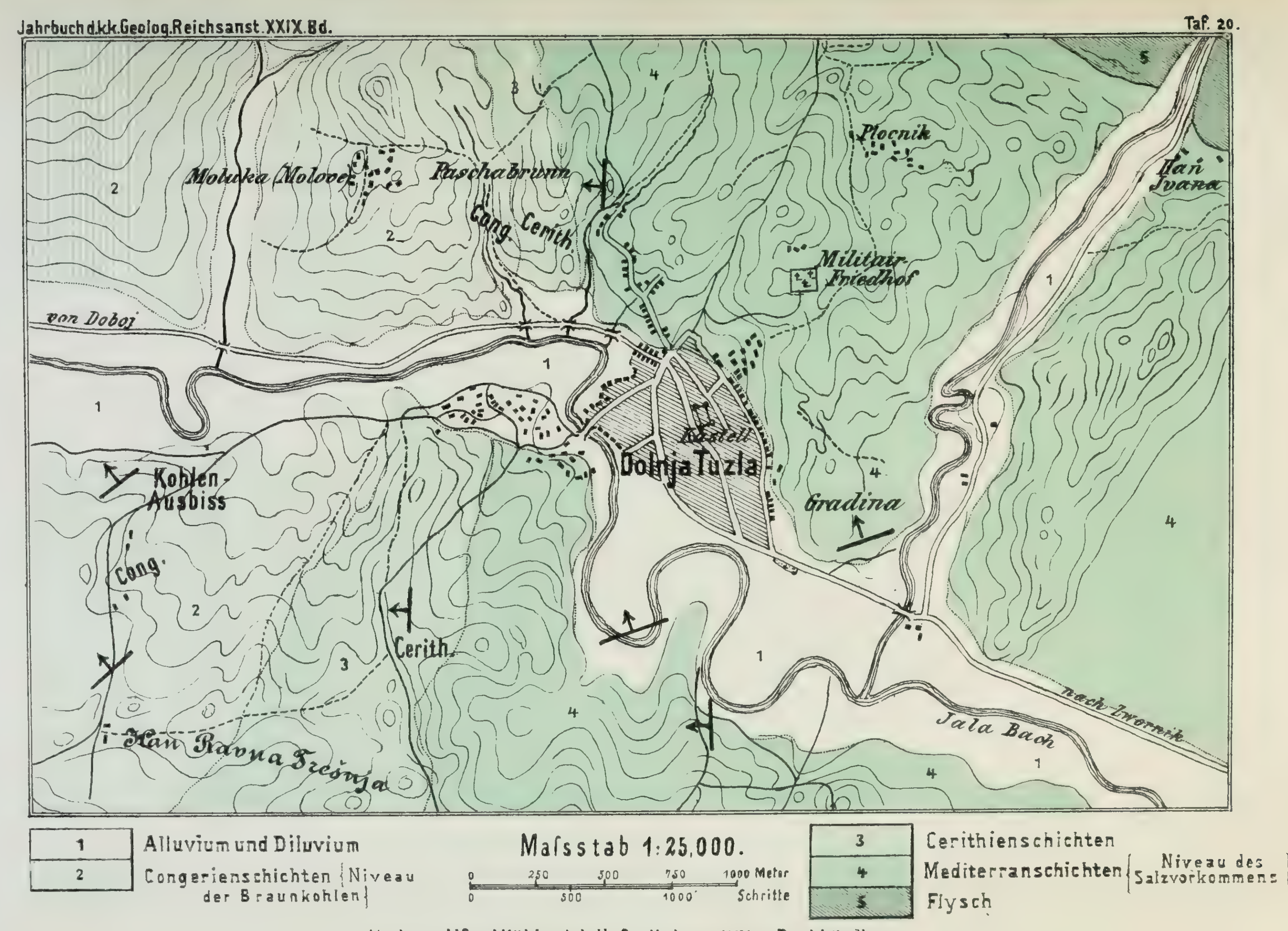


Jahrb. d. k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1879 Bd. XXIX.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Lithogr. geogr. Jnst. v. F. Köke





Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler.



Inhalt.

Unter der Presse.

JAHRBUCH DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

1880. XXX. Band.

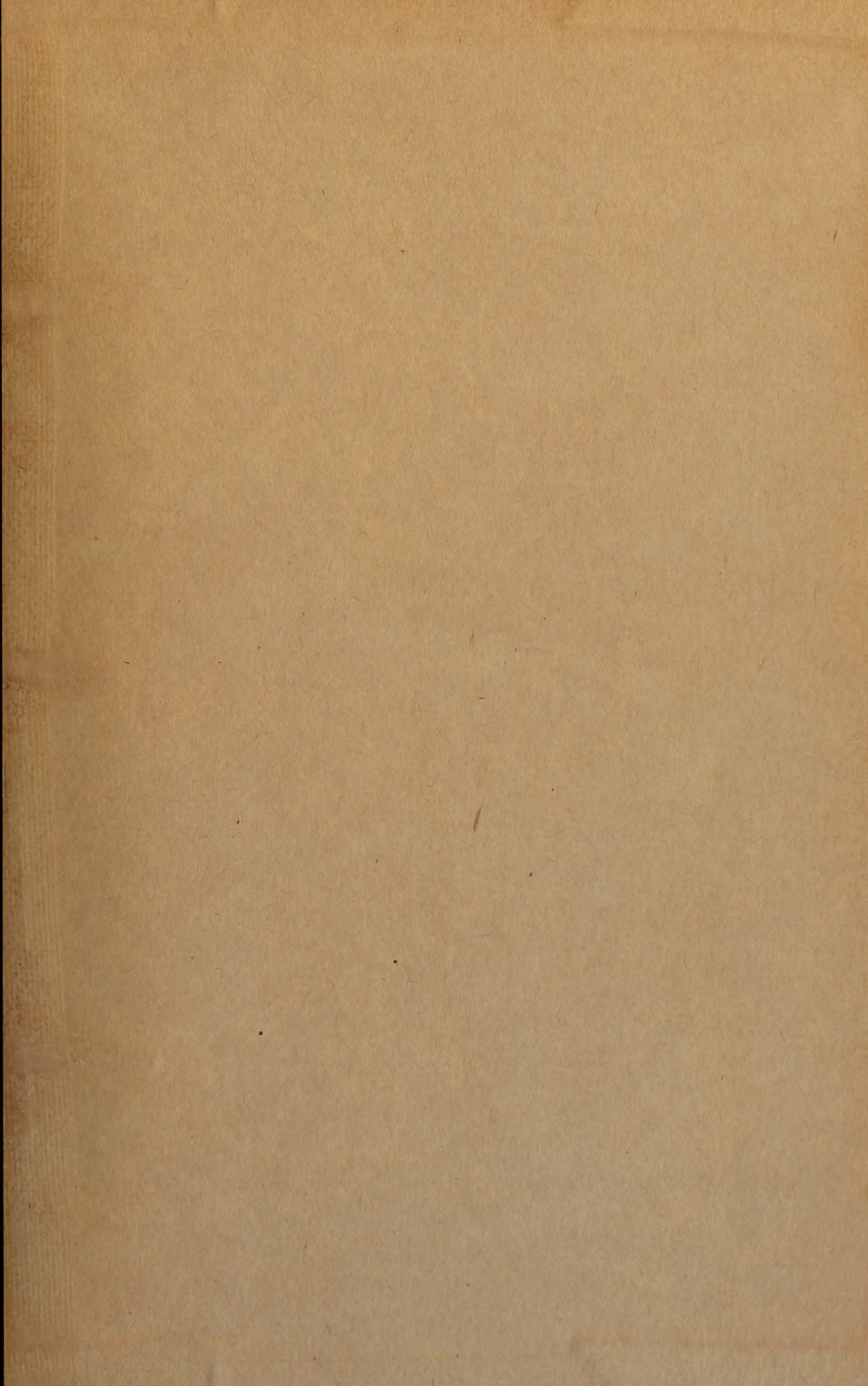
Nr. 1. Jänner, Februar, März.

Hierzu eine Beilage von der Verlagsbuchhandlung Theodor Fischer in Cassel.

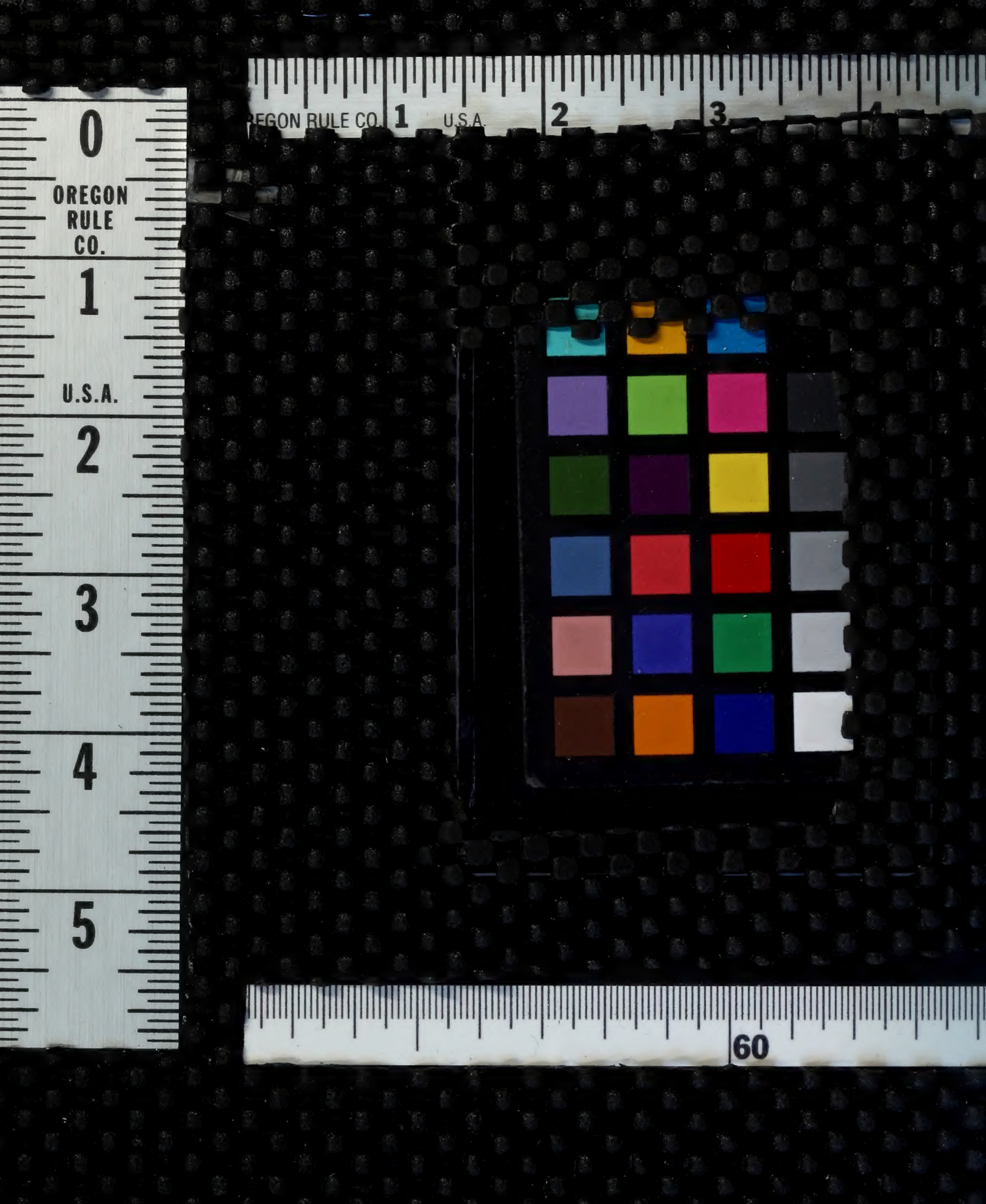
Druck von J. C. Fischer & Comp. Wien.










OREGON RULE CO.
U.S.A.